



中国科学院研究生教学丛书



遥感应用分析原理与方法

赵英时 等 编著



科学出版社

www.sciencep.com

研究生教学用书

教育部研究生工作办公室推荐

中国科学院研究生教学丛书

遥感应用分析原理与方法

赵英时 等 编著

科学出版社

北 京

内 容 简 介

本书是一本全面系统地论述遥感原理及其应用分析方法的基础理论著作。全书共 15 章,包括三大部分内容。

第一部分:第 1 至第 5 章为遥感基础。重点阐述遥感系统的基本理论、物理概念、遥感数据源的获取、传输机理、成像规律及各类遥感信息的特征;并分别介绍可见光-红外、热红外、微波遥感的特点及其研究进展等。第二部分:第 6 至第 10 章为遥感分析方法。主要阐述遥感图像的解译、数字图像处理、遥感综合分析方法、数据融合、地理信息系统;并着重介绍遥感定量分析的方法及其模型等。第三部分:第 11 至第 15 章为遥感专题应用。这一部分以理论、方法、实例相结合,择用国内外典型实例,从土地、植被、水体和海洋、地表能量平衡与土壤水分、地质等方面进行总结,反映遥感信息科学的广阔应用前景。

本书内容丰富,具基础性、前沿性,有广泛的适用性,可作为地学、环境、空间信息等地球系统科学领域的研究生教材,也可作为有关高等学校师生及各专业领域的广大遥感科学工作者的参考书。

图书在版编目(CIP)数据

遥感应用分析原理与方法/赵英时等编著. —北京:科学出版社, 2003
(中国科学院研究生教学丛书)

ISBN 7-03-011128-1

I. 遥… II. 赵… III. 遥感技术-研究生-教材 IV. TP7

中国版本图书馆 CIP 数据核字(2003)第 006544 号

责任编辑:朱海燕 姚岁寒/责任校对:钟 洋

责任印制:刘秀平/封面设计:槐寿明

科学出版社 出版

北京东黄城根北街16号

邮政编码:100717

<http://www.sciencep.com>

丽源印刷厂 印刷

科学出版社发行 各地新华书店经销

*

2003 年 6 月第 一 版 开本:787×1092 1/16

2003 年 6 月第一次印刷 印张:30 3/4 插页:1

印数:1—3 000 字数:708 000

定价:56.00 元

(如有印装质量问题,我社负责调换〈环伟〉)

《中国科学院研究生教学丛书》总编委会

主 任:

白春礼

副主任:

何 岩 师昌绪 杨 乐 汪尔康 沈允钢

黄荣辉 叶朝辉

委 员:

朱清时 叶大年 王 水 施蕴渝 余翔林

冯克勤 冯玉琳 高 文 洪友士 王东进

龚 立 吕晓澎 林 鹏

《中国科学院研究生教学丛书》地学学科编委会

主 编:

黄荣辉

副主编:

叶大年

编 委:

章 申 秦大河 石耀霖 丁仲礼 蔡运龙

《中国科学院研究生教学丛书》序

在 21 世纪曙光初露,中国科技、教育面临重大改革和蓬勃发展之际,《中国科学院研究生教学丛书》——这套凝聚了中国科学院新老科学家、研究生导师们多年心血的研究生教材面世了。相信这套丛书的出版,会在一定程度上缓解研究生教材不足的困难,对提高研究生教育质量将起到积极的推动作用。

21 世纪将是科学技术日新月异、迅猛发展的新世纪,科学技术将成为经济发展的最重要的资源和不竭的动力,成为经济和社会发展的首要推动力量。世界各国之间综合国力的竞争,实质上是科技实力的竞争。而一个国家科技实力的决定因素是它所拥有的科技人才的数量和质量。我国要想在 21 世纪顺利地实施“科教兴国”和“可持续发展”战略,实现小平同志规划的第三步战略目标——把我国建设成中等发达国家,关键在于培养造就一支数量宏大、素质优良、结构合理、有能力参与国际竞争与合作的科技大军。这是摆在我国高等教育面前的一项十分繁重而光荣的战略任务。

中国科学院作为我国自然科学与高新技术的综合研究与发展中心,在建院之初就明确了出成果出人才并举的办院宗旨,长期坚持走科研与教育相结合的道路,发挥了高级科技专家多、科研条件好、科研水平高的优势,结合科研工作,积极培养研究生;在出成果的同时,为国家培养了数以万计的研究生。当前,中国科学院正在按照江泽民同志关于中国科学院要努力建设好“三个基地”的指示,在建设具有国际先进水平的科学研究基地和促进高新技术产业发展基地的同时,加强研究生教育,努力建设好高级人才培养基地,在肩负起发展我国科学技术及促进高新技术产业发展重任的同时,为国家源源不断培养、输送大批高级科技人才。

质量是研究生教育的生命,全面提高研究生培养质量是当前我国研究生教育的首要任务。研究生教材建设是提高研究生培养质量的一项重要的基础性工作。由于各种原因,目前我国研究生教材的建设滞后于研究生教育的发展。为了改变这种情况,中国科学院组织了一批在科学前沿工作,同时又具有相当教学经验的科学家撰写研究生教材,并以专项资金资助优秀的研究生教材的出版。希望通过数年努力,出版一套面向 21 世纪科技发展,体现中国科学院特色的高水平的研究生教学丛书。本丛书内容力求具有科学性、系统性和基础性,同时也兼顾前沿性,使阅读者不仅能获得相关学科的比较系统的科学基础知识,也能被引导进入当代科学研究的前沿。这套研究生教学丛书,不

仅适合于在校研究生学习使用,而且也可以作为高校教师和专业研究人员工作和学习的参考书。

“桃李不言,下自成蹊。”我相信,通过中国科学院一批科学家的辛勤耕耘,《中国科学院研究生教学丛书》将成为我国研究生教育园地的一丛鲜花,也将似润物春雨,滋养莘莘学子的心田,把他们引向科学的殿堂,不仅为科学院,而且也为全国研究生教育的发展作出重要贡献。

钱亦祥

前 言

遥感的发展为人类提供了从多维和宏观角度去认识宇宙世界的新方法与新手段。遥感是把地球作为一个完整的系统,来研究地球各圈层的空间结构及相互作用,并通过遥感数据的定性、定量分析,为解决地球的资源与环境等问题服务。遥感应用对象往往具有十分复杂的环境背景,因此,遥感应用分析,尤其是定量分析,需要建立在对遥感信息获取与信息传输过程、应用对象的自身特点及其与周围环境的相互关系充分理解的基础上。遥感是多学科的综合,具有很强的“交叉性”。它既需要认识电磁波的基本原理,又需要熟悉地球科学及相关学科(空间科学、信息科学、生命科学等)的内容,还融合了数学、计算机科学等多种学科的知识。遥感特有的宏观、综合、动态、快速的特点,决定了它能被广泛地应用于国民经济与社会发展的各个领域,充分体现出它强大的生命力和广阔的前景。

随着遥感技术与应用的迅速发展,遥感理论在不断完善,遥感研究方法在不断充实与更新,遥感信息科学中的许多新内容、新方法急需系统地总结。编写此书的目的是从遥感作为立体的对地观测系统出发,以地球系统科学为基础,根据遥感研究对象的多样性及环境背景的复杂性,采用理论与实例相结合的方法,对遥感应用分析的理论与方法进行全面、系统地论述。书中加强了遥感定量分析方面的内容。

全书共 15 章,包括三大部分内容。

第一部分(第 1~5 章):遥感基础。遥感的理论基础是电磁辐射与地表的相互作用,这也是遥感应用分析的前提。这一部分介绍遥感系统的基本原理、遥感数据的获取、传输机理、成像规律。并从可见光-红外遥感、热红外遥感、微波遥感三个方面来总结遥感信息的特点和它的新发展。只有充分地了解各种遥感信息的特点和它的局限性,才能在信息获取—处理—应用的全过程中,注意引入非遥感辅助信息和相关的先验知识,并通过与 GIS 的结合,充分发挥多元遥感信息与其他信息的综合应用优势。

第二部分(第 6~10 章):遥感分析方法。如何将大量的遥感数据转换为应用所需的信息,需要经历数字处理、专题信息提取、综合分析等多种复杂的过程。随着遥感技术与应用的发展,人们对遥感技术理解的深化以及社会需求的不断增加,遥感分析方法在不断的充实和发展。在这里,我们从遥感图像分析、数字图像处理、遥感综合分析方法、数据融合、地理信息系统、定量遥感等方面进行总结。书中着重介绍了遥感定量分析的方法和模型,力图较为全面、系统地阐述遥感研究中的新方法、新进展。

第三部分(第 11~15 章):遥感专题应用。遥感信息科学的发展拓宽了遥感应用研究的新领域和新方法,为各遥感应用领域赋予新的内容和生命。这里采用理论、方法、实例相结合的形式,选择国内外典型应用实例,从土地、植被、水体与海洋、地表能量平衡与土壤水分、地质等多个方面进行总结,力图通过最新资料说明运用遥感综合分析方法解决实际应用的策略和程序。本部分选取了领域广泛的应用实例,既是为了充分反映遥感信息科学的广阔应用现状和前景,也是为了引导更多的读者将遥感科学用于他们自身的领域,以推动遥感应用的新发展。

书中的算法力求简单明晰,一些比较复杂的原理、概念力求通过图表加以说明;所附图像、彩色图版力求有代表性地反映最新成果。每章后面列出了主要参考文献,以供读者们进一步深入探讨和研究。

本书是作者们在多年从事该领域教学、科研工作的基础上,参阅了国内外大量有关论著、专业刊物的优秀论文完成的。我们希望本书的问世,将有助于读者对遥感信息科学有个较系统的认识,能从更广的视角去看待我们的地球、地球的资源与环境。陈冬梅、杨立明等学有所成的留美学者参加了本书写作,使书中融入更多遥感发展前沿的内容和新的思想,这也体现了他们为祖国遥感事业多做贡献的心愿。

本书的编写分工是:绪论、第1~5、7、8、12~14章由赵英时编写,其中陈冬梅参加第7章“变化检测”的编写;第6章由陈冬梅、赵英时编写,杨立明参加“误差和精度评价”的编写;第9章由周心铁编写;第10章由李小文、赵英时编写;第11章由杨立明、赵英时编写;第15章由唐文周、赵英时编写。

本书集科学性、系统性、基础性、前沿性、实用性为一体,涉及面广、内容跨度大,具有广泛的适用性,可作为研究生教材,也可供高等院校有关专业师生以及从事遥感技术和应用研究的科学工作者阅读参考。同时,我们还希望从事地球资源与环境研究、监测、管理的专业人员能够从此书得到有价值的参考。

本书编写和出版过程中,得到中国科学院教育局、中国科学院资源与环境局、中国科学院研究生院的大力支持和资助,并得到李小文教授、张琦娟女士的真诚帮助;徐希孺教授审阅了第1、4章内容,周心铁教授审阅了全书,承他们提出许多宝贵意见,在此一并致以衷心的感谢。

由于作者水平有限,书中不足之处恳请批评指正。

赵英时

2002年5月12日

目 录

《中国科学院研究生教学丛书》序

前言

绪论	1
第1章 遥感原理	8
§ 1.1 遥感电磁辐射原理	8
1.1.1 电磁辐射	8
1.1.2 电磁波辐射原理	14
§ 1.2 电磁辐射的传输与相互作用	16
1.2.1 能源——太阳辐射与地球辐射	16
1.2.2 电磁波与大气层的相互作用	20
1.2.3 电磁波与地表的相互作用	30
参考文献	34
第2章 遥感数据源	36
§ 2.1 遥感数据的特征	36
2.1.1 空间分辨率及几何特征	36
2.1.2 光谱分辨率	39
2.1.3 时间分辨率	43
2.1.4 辐射分辨率及辐射测量特性	44
2.1.5 遥感系统的信息容量	46
§ 2.2 遥感研究对象的特征	47
2.2.1 空间分布特征	47
2.2.2 波谱反射与辐射特征	49
2.2.3 时相变化	56
§ 2.3 遥感数据的获取与显示	58
2.3.1 遥感影像记录方式	58
2.3.2 模数变换与数模变换	60
2.3.3 数字图像的数据格式	62
2.3.4 数据显示	63
参考文献	66
第3章 可见光-反射红外遥感	67
§ 3.1 概况	67
3.1.1 遥感系统	67
3.1.2 光学遥感器的基本组成	68
§ 3.2 摄影系统	68

3.2.1 航空像片的几何性质·····	69
3.2.2 航空像片的光学性质·····	72
§ 3.3 扫描成像系统·····	76
3.3.1 光学机械扫描系统·····	76
3.3.2 推扫式扫描系统·····	87
3.3.3 成像光谱·····	91
参考文献·····	103
第 4 章 热红外遥感 ·····	104
§ 4.1 概况 ·····	104
§ 4.2 热辐射原理 ·····	105
4.2.1 黑体辐射 ·····	105
4.2.2 真实物体的辐射 ·····	106
4.2.3 热辐射与地面的相互作用 ·····	110
4.2.4 热作用与温度 ·····	113
4.2.5 大气效应 ·····	119
§ 4.3 热红外遥感器与辐射定标 ·····	121
4.3.1 热红外遥感器 ·····	121
4.3.2 热扫描的辐射定标 ·····	122
§ 4.4 热扫描图像的特点与解译 ·····	124
4.4.1 热红外扫描图像的特点 ·····	124
4.4.2 热红外图像成像时段的选择 ·····	125
4.4.3 物体的热学性质 ·····	127
4.4.4 热图像的解译 ·····	129
参考文献·····	130
第 5 章 微波遥感 ·····	133
§ 5.1 微波遥感原理 ·····	134
5.1.1 基本概念 ·····	134
5.1.2 雷达成像原理 ·····	137
5.1.3 雷达回波强度的影响因素 ·····	138
§ 5.2 雷达图像的特点与解译 ·····	144
5.2.1 雷达图像的特点 ·····	145
5.2.2 雷达图像的解译与处理 ·····	156
§ 5.3 极化雷达与干涉雷达 ·····	161
5.3.1 极化雷达 ·····	161
5.3.2 干涉雷达 ·····	161
§ 5.4 星载雷达遥感系统 ·····	163
参考文献·····	164
第 6 章 遥感图像解译与处理 ·····	166
§ 6.1 遥感图像的解译 ·····	166

6.1.1 图像识别	167
6.1.2 图像量测	170
6.1.3 图像分析与专题特征提取	170
6.1.4 遥感解译过程的复杂性	171
§ 6.2 遥感数字图像预处理	172
6.2.1 辐射校正	173
6.2.2 几何纠正	176
6.2.3 数字图像镶嵌	179
6.2.4 图像统计	180
§ 6.3 图像增强和变换	183
6.3.1 对比度增强	184
6.3.2 图像波段之间的比值及各种指标提取	186
6.3.3 主成分分析	187
6.3.4 穗帽变换	188
6.3.5 空间变换及操作	190
§ 6.4 图像分类	194
6.4.1 监督分类	194
6.4.2 非监督分类	199
6.4.3 其他分类	200
6.4.4 用于分类的辅助数据	201
§ 6.5 误差和精度评价	202
6.5.1 误差来源及其特征	203
6.5.2 精度评价方法	203
参考文献	208
第 7 章 遥感综合分析方法	211
§ 7.1 地学相关分析法	211
7.1.1 主导因子相关分析法	211
7.1.2 多因子相关分析法	215
7.1.3 指示标志分析法	216
§ 7.2 分层分类法	222
7.2.1 概念	222
7.2.2 建立分类树的基本方法	227
§ 7.3 变化检测	241
7.3.1 遥感变化检测的影响因素	242
7.3.2 变化检测的方法	244
参考文献	249
第 8 章 图像数据融合	251
§ 8.1 概況	251
8.1.1 概念	251

8.1.2	图像融合的具体目标	253
8.1.3	图像融合的关键技术问题	255
§ 8.2	图像融合方法	256
8.2.1	彩色技术	256
8.2.2	算术运算	258
8.2.3	图像变换	259
§ 8.3	融合效果评价	262
8.3.1	基于信息量的评价	262
8.3.2	基于清晰度的评价	262
8.3.3	基于逼真度的评价	263
§ 8.4	应用实例	263
8.4.1	多波段遥感数据融合	263
8.4.2	多时相遥感数据融合	265
8.4.3	多类型遥感数据融合	268
8.4.4	遥感信息与地学信息的融合	273
	参考文献	277
第 9 章	地理信息系统	280
§ 9.1	概况	280
9.1.1	地理信息系统的发展概况	280
9.1.2	地理信息系统的基本组成	281
§ 9.2	地理信息系统的基本原理	284
9.2.1	空间数据的表达	284
9.2.2	空间数据结构	286
9.2.3	地理信息系统设计与建立	291
9.2.4	数字地形模型及其应用	298
§ 9.3	地理信息系统与遥感	299
9.3.1	遥感与地理信息系统的数据库更新	300
9.3.2	地理信息系统与遥感信息处理	301
§ 9.4	地理信息系统的进展	303
	参考文献	308
第 10 章	定量遥感分析	309
§ 10.1	遥感定量反演	309
10.1.1	概述	309
10.1.2	定量遥感的基本概念	310
10.1.3	定量遥感面临的基本问题	311
10.1.4	前向模型	317
10.1.5	遥感地表参数反演	320
10.1.6	先验知识在遥感定量反演中的应用	326
§ 10.2	混合像元分解	328

10.2.1	概念	328
10.2.2	光谱混合模型	329
10.2.3	线性光谱混合模型	330
	参考文献	334
第 11 章	土地遥感	337
§ 11.1	土地覆盖与土地覆盖遥感制图	337
11.1.1	概况	337
11.1.2	研究方法	339
11.1.3	应用实例	345
§ 11.2	土地利用	350
11.2.1	概况	350
11.2.2	研究方法	351
11.2.3	应用实例	353
§ 11.3	土地资源评价	356
11.3.1	概况	356
11.3.2	研究方法	357
§ 11.4	土地退化的遥感动态监测	360
11.4.1	概况	360
11.4.2	研究方法	362
	参考文献	364
第 12 章	植物遥感	366
§ 12.1	植物遥感原理	366
12.1.1	叶片和植被结构	366
12.1.2	植物的光谱特征	368
§ 12.2	植被指数	372
12.2.1	植被指数模型	372
12.2.2	植被指数的影响因素	383
§ 12.3	植被指数与地表参数的关系	387
12.3.1	植被指数与生物物理参数的关系	387
12.3.2	植被指数与地表生态环境参数的关系	394
§ 12.4	应用实例	397
12.4.1	植被动态变化分析	397
12.4.2	遥感大面积作物估产研究	399
	参考文献	409
第 13 章	水体和海洋遥感	413
§ 13.1	概况	413
§ 13.2	水体遥感原理	414
13.2.1	水体光谱特征	414
13.2.2	水体的微波辐射特征	424

§ 13.3 海洋卫星及遥感器	424
13.3.1 海洋卫星系列	425
13.3.2 海洋遥感器及信息特点	426
参考文献	430
第 14 章 地表能量平衡与土壤水分遥感	431
§ 14.1 地表能量平衡遥感研究	431
14.1.1 地表净辐射	431
14.1.2 土壤热通量	434
14.1.3 显热通量	434
14.1.4 潜热通量	435
14.1.5 应用实例	439
§ 14.2 土壤水分遥感研究	445
14.2.1 可见光-红外遥感监测土壤水分	446
14.2.2 微波遥感监测土壤水分	447
14.2.3 热红外遥感监测土壤水分	448
参考文献	455
第 15 章 地质遥感	457
§ 15.1 概况	457
§ 15.2 遥感区域地质调查方法和实例	458
15.2.1 遥感区域地质调查填图的工作程序	458
15.2.2 区域构造与岩性遥感信息解译	461
15.2.3 图像处理与地质信息提取	464
§ 15.3 遥感地质矿产勘查方法和实例	465
15.3.1 遥感地质矿产勘查的工作程序	465
15.3.2 遥感矿田构造预测方法	466
15.3.3 矿产遥感信息形成机理研究和建模技术	468
15.3.4 遥感和多源地学数据的综合分析方法	470
15.3.5 成像光谱岩矿识别技术	471
§ 15.4 遥感地质灾害调查方法和实例	472
15.4.1 滑坡、泥石流的遥感调查技术	473
15.4.2 地下煤层自燃遥感调查	476
参考文献	477

彩色图版

绪 论

一、遥感概念

遥感“Remote Sensing”即“遥远的感知”。从字面上理解，就是远距离不接触“物体”而获得其信息。它通过遥感器“遥远”地采集目标对象的数据，并通过对数据的分析来获取有关地物目标、或地区、或现象的信息的一门科学和技术。正如我们读“遥感”此词的本身就相当于一个简单的遥感过程。人眼作为“遥感器”，通过对这两个字的反射光谱响应（明暗差异），作为一种字符形式反映到人脑，经过人脑的分析或解译而传达“遥感”这个信息。

遥感采集的数据可以有多种形式，包括电磁波（光、热、无线电等）、力（重力、磁力等）、声波等。如重力仪采集的是地球重力分布变化的数据；声纳测定声波的分布变化；人眼获得电磁波中可见光的分布变化数据……。

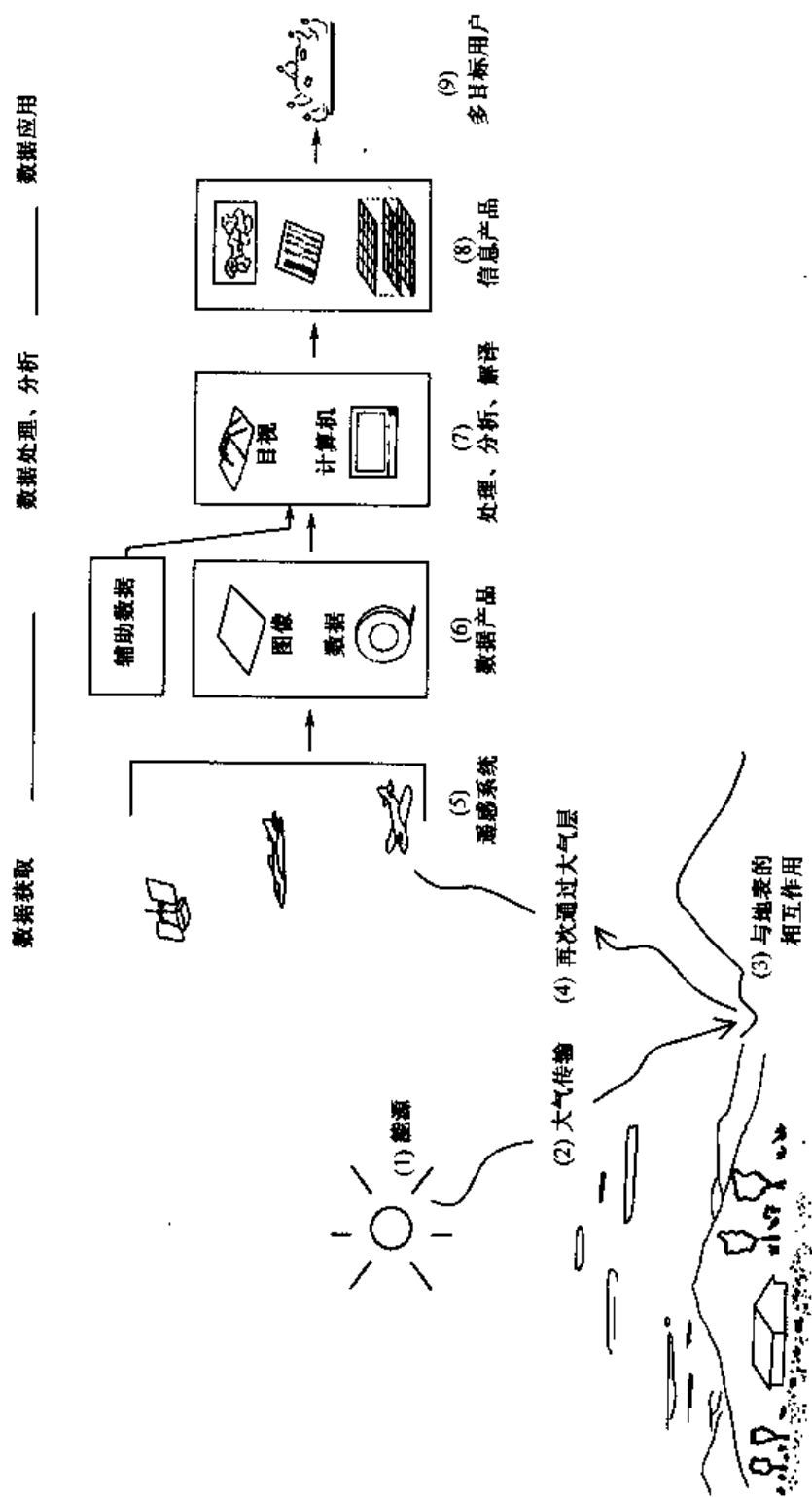
本书的内容涉及到的是电磁波遥感的范畴。即利用航天、航空（包括近地面）遥感平台上的遥感仪器，获取地球表层（包括陆圈、水圈、生物圈、大气圈）特征的反射或发射电磁辐射能的数据，通过数据处理和分析，定性、定量地研究地球表层的物理过程、化学过程、生物过程、地学过程，为资源调查、环境监测等服务。这里把地球作为遥感的研究对象。因此，可以说，遥感是以电磁波与地球表面物质相互作用为基础，探测、分析和研究地球资源与环境，揭示地球表面各要素的空间分布特征与时空变化规律的一门科学技术。

二、遥感过程

绪图 1 为遥感过程示意图。它反映了遥感数据获取—数据处理、分析—数据应用的全过程^[1]。现简单地分述如下：

(1) 能源。所有的被动遥感所利用的能源是太阳辐射能。太阳能的波谱范围，包括紫外、可见光、红外等，它是不同辐射波段的综合。它的强度随时间、地点而变化。被动遥感正是依赖于地表特征反射太阳辐射能或自身发射的能量。

(2) 在大气中传播。太阳辐射能通过大气层，部分被大气中的微粒（大气分子—— CO_2 、 O_3 、 H_2O 、 N_2 等，气溶胶——水汽、烟、尘埃等）散射和吸收，使能量衰减。这种大气衰减效应随波长、时间、地点而变化。如多数散射与波长有关，蓝光散射最强，致使天空呈蓝色。大气吸收作用使连续的太阳辐射光谱变得“残缺不全”，其中有些大气吸收作用较弱，透过率较高的波段称为大气窗口。只有那些波长位于大气窗口的能量才能够通过大气层，并经大气衰减后到达地表。这使太阳辐射的连续光谱中部分波段不能到地表，并使光谱分布发生变化。



绪图1 遥感过程示意图

(3) 到达地表的能量与地表物质相互作用。地表特征是十分复杂的。它是由生物、地质、水文、地貌、人文等多种因素组成的综合体,即自然和人文经济景观。这些因素的大小、形状、排列、数量等均随时间、地点而变化。不同波长的能量到达地表后,被选择性地反射、吸收、透射、折射等。以树为例,树主要通过树叶内部的结构、组分,对不同的波长有不同的波谱响应。对红外波段高反射,对绿光低反射,对红光、蓝光吸收,并用于光合作用。

(4) 再次的大气传播。地表反射或发射的能量,再次通过大气,再次能量衰减。此时的能量已不同于进入大气层时的较为均一的能量,而是包含着不同地表特征波谱响应的能量。它再次经大气吸收、散射等作用而衰减。此次的大气效应,对遥感影响较大。它不仅使遥感器接收的地面辐射强度减弱,而且由于散射产生天空散射光使遥感影像反差降低并引起遥感数据的辐射、几何畸变、图像模糊,直接影响到图像清晰度、质量和解译精度。

(5) 遥感系统指不同的遥感平台和遥感器的组合。遥感通过不同的遥感系统采集数据。其中,被动遥感系统——记录地表反射或发射的电磁辐射,如照相机、多光谱扫描仪等;主动遥感系统——通过人为发出电磁能量,然后通过遥感系统记录其返回的辐射能,如微波雷达或声纳。通常是根据不同的应用目的组成不同的遥感系统。不同的遥感系统均有它自身的优势和局限性,并在数据获取过程中伴随有不同的几何、辐射畸变。因而,在运用各种遥感数据时,需要了解它们的特点及误差并设法对误差加以纠正。

(6) 图像数据产品。遥感仪器所记录的地表反射、发射电磁波谱特征。主要有两种形式,一是模拟图像,如摄影图像;一是数字图像数据,如用扫描仪得到的亮度值矩阵。两者可以相互转换,或模数变换(A/D)或数模变换(D/A)。

(7) 数据处理、分析与解译。由于在遥感数据获取过程中,要产生误差,并丢失部分信息,因而遥感数据仅是应用分析中数据源的一部分。在对遥感数据处理分析过程中非遥感的辅助数据是很有价值的。辅助数据不仅用于对遥感数据的补充与纠正,而且用于对遥感最终结果的分析与精度评价。辅助数据主要包括:野外站点采集和调查数据、实验室数据,以及各类专题图如土壤、土地利用、水文、地貌、行政区划图等,各类统计资料,如人口统计、作物统计等。这些空间和属性数据需要借助GIS支持。

遥感派生出的“数据”,可以通过模拟和数字图像处理技术,变为可以解译的形式,并转换为有用的“信息”。当然,这需要经历数据处理、专题提取、综合分析等一系列复杂的过程。数据解译、分析主要有两种形式:

a) 目视解译或模拟图像处理,指借助于不同的观测、解译设备,如立体镜、彩色合成仪、密度分割仪等,通过解译基本要素如大小、形状、阴影、色调、纹理、图型位置、组合等,依据解译者的知识和经验(经验是隐含的知识),来识别和提取、量测目标的类型、大小、形状、位置、范围及变化信息。

b) 计算机数字图像处理,指运用数理统计等多种数学方法,以及计算机领域的知识,来自动识别和提取各类信息。它已发展了许多成功的方法和商业化软件,其中主要是基于像元色调/颜色的统计识别技术。当然也用到纹理、组合等信息,并将人工智能、神经网络、模糊逻辑等方法引用到遥感数据分析中。

基于个人经验的目视像片解译的精度往往优于数据图像处理的精度。但前者有它的

局限性,在一定的阈值界限之外,它不能区分图像上微弱的差异,如对于黑白航空像片,人眼仅能区分8~16个灰级,而对于256级记录的原始图像数据,其许多微细信息,目视解译无法提取。

(8) 信息产品,包括各种图形、图像、影像图、专题图、表格、各种地学参数(温度、湿度、生物量、植被覆盖度、地表粗糙度等)、数据库文件等等。这些信息可以借助于GIS进行不同层次信息的综合分析。遥感与GIS的结合,可以显著提高信息产品的精度(质量)。这些遥感信息,对于成功地模拟和监测自然(如河流)和人文过程,(如城市土地利用)是十分关键的。事实上,许多依赖于空间分布的信息模型,没有遥感数据是不行的。

(9) 多目标用户。如资源调查、环境监测、国土整治、区域规划、全球研究等。遥感的最终目的在于应用,而遥感数据的成功应用关键在于“人”。只有当人们了解遥感数据的产生过程与特点,及解译分析的方法,才可能将遥感系统产生的数据转换成有用的信息,应用于辅助决策过程。

纵观整个遥感过程的三个主要环节。数据获取过程中广泛运用到物理学、电子学、空间科学、信息科学等方面的内容;数据处理、分析过程中广泛运用到数学、计算机科学等方面的知识;数据应用则是以地学规律为基础的分析方法,广泛运用到地球科学、生命科学等方面的内容。所以,从这个角度讲,遥感又是一门以物理手段、数学方法和地学分析为基础的综合应用科学。

遥感的多学科“交叉性”,及其所具有的宏观、综合、动态、快速的特点,决定了它被广泛应用于地理、地质、测绘、气象、海洋、农林、水电、交通、军事等国民经济各个领域,并产生较大的社会和经济效应。

这里,用户的需求始终是遥感的基本出发点和归宿。遥感根据用户提出的各种要求(如空间、波谱、时间分辨率)来选择适当的获取手段,以得到所需的遥感数据;选择适当的处理分析方法,以突出用户所要的信息。遥感过程的三个环节是相辅相成,不可分割的。

事实上没有一种遥感数据获取与数据处理分析程序的组合能适应所有用户。也就是说,它们都有着一定的针对性、局限性,一定的信息容量。这将在以后的有关章节中具体分析。

三、遥感的发展

我国遥感从20世纪70年代开始发展到现阶段,一个关键问题仍是进一步实用化,特别是航天遥感的实用化。现在虽然遥感广泛应用于许多方面,并在资源调查、灾害监测、海洋渔业、地质找矿等领域取得明显的经济效益。但是,总的看来,遥感应用的整体水平还不能满足实用的要求。突出地表现在两个方面:一是实时监测与处理能力尚不能满足如灾害监测、渔情预报、精细农业等所要求的同步、准同步地完成数据获取、分析处理、快速提供连续不断的实用信息。也就是说遥感的时效性尚未充分体现,以达到实用;二是遥感图像自动识别,专题特征提取,特别是遥感数据定量反演地学参数的能力和精度,尚不能达到实用要求。

这里有两方面的原因：一是遥感技术本身的局限性。如遥感数据的定标，遥感仪器所输出的遥感数据——辐射值是经过严格定标的，但由于仪器的老化，灵敏度将减弱，性能将发生变化。以 NOAA/AVHRR 为例，其可见光和近红外波段仪器的增益平均每年衰减 5% 左右。因而遥感仪器需要随时定标和校准，以保证遥感数据的可靠性。再就是遥感数据的定位。目前主要还是依赖于卫星跟踪系统所提供的轨道、姿态参数以及轨道公式，对卫星的姿态等变化进行定位纠正，这种定位精度的残余误差仍不小，尚不能达到实用要求。另外，任何遥感系统的空间分辨率是有限的，它所获取的遥感数据，多数是以混合像元的方式表达，这也限制了遥感定量化精度。还有，遥感数据处理方法的局限，如大气纠正中，大气参数的随机性难以测定与反演，这限制了大气纠正的精度和遥感定量化水平等。

二是人们认识上的局限性。即人们对遥感成像及传输机理、影像特征、地学规律的认识是随着遥感及各学科的发展而逐步深化的。我们所利用的遥感数据多是采用垂直对地观测来采集数据。对数据分析的前提多是把地物与电磁波的相互作用简化为各向同性、均匀的“朗伯体”（Lambertian），而忽略了它明显的方向性特征。这显然是不恰当的。另外，在推断地表温度时，也因比辐射率难以测定，而忽略了比辐射率和环境辐照度的差异影响。简单地假设地表发射率为 1（即为黑体），用亮度温度来代替地表温度。但事实上地表发射率并非为 1，而发射率误差 0.01（测量上 1% 的误差），则可导致近 1℃ 的温度误差。对于这种简化尚缺乏充分的认识。再就是在遥感定量反演和应用中，反演模型和应用分析模型的建立，往往对环境条件的复杂性、参数的多变性认识不足，建模的假设条件多，过于理想化、概念化，因而所得的结果多是不确定性的，其精度难以满足实用需求。

要解决遥感实用化的问题，涉及到遥感过程每个环节的进展。首先是遥感数据源的改善，即高光谱、高几何分辨率、高灵敏度、多角度、多类型遥感器的研制和运行。所谓高几何分辨率指的是空间分辨率，除了目前的 Landsat/TM——30m，SPOT——2.5~20m，Landsat/ETM（全色波段）——15m 等外，美国已发射的一些商业卫星如“QuickBird”（1999）——0.61m、“Qrbview-1”（1997~2002）——1~2m、IKONOS（1999）——1m 等，空间分辨率有很大的提高。近几年，美、俄、法、日等国还将发射一系列超高分辨率的遥感卫星和小卫星，其目标均在 1~3m 之内，直接用于大比例尺制图。所谓高定位精度，指 GPS 定位，微波、激光测距，以及三维立体观测，如 SPOT 1~4 的异轨侧视立体观测、JERS-1/OPS 的同轨前后立体观测以及 SPOT5 的前后实时立体观测等。推出一系列星载多角度遥感器，如 ADEOS（日本）/Polder（法）于 1996 年下半年发射，为第一代多角度遥感卫星；EOS-MISR、ASTER 于 1999 年 12 月发射，均为多角度光谱仪；以及计划中的 ADEOS-II/Polder、GLI（Global Imager）等，它们将实现从单一垂直观测向多角度观测的方向转化，不仅利用多光谱观测提取地物组分的波谱信息，而且利用多角度观测提取地物空间结构的三维信息进行精确的空间定位、定量遥感研究和多维分析（参见彩图 1~3）。

所谓高光谱、高灵敏度，指的是高光谱分辨率的成像光谱仪，可有几十至上百个波段，波段数越多，越能充分利用地物在不同波段光谱响应特征的差别，波段取样间隔可达 5~10nm（纳米）可以显示每个像元的光谱曲线，以便直接针对地物特征峰值波长的

微小差异来识别物质；EOS-MODIS 中分辨率星载成像光谱仪（可见光—红外，36 个波段）的运行；加上采用多种遥感仪器载于同一平台上，构成一个自校、互校系统，以提高观测数据的灵敏度、准确度。如美国 EOS 计划将多种传感器，同放在一个极轨平台上，一个仪器测得的数据往往是另一仪器校准、纠正的参数；再如 TOPEX 卫星（美、法，1993）用 GPS 加微波测高仪直接得海况的三维空间和高度数据，测高精度达 $\pm 2\text{cm}$ ，并用微波辐射计测大气参数用于大气纠正。

关于多种类型传感器的研制和新发展，除了光学传感器外，还有成像雷达，以它全天时、全天候、高分辨率、穿透性等独特的优势，从航天飞机成像雷达单波段、单极化、单入射角的 SIR-A 发展到多波段、多极化、多入射角的 SIR-C/X-SAR（1994），加拿大雷达卫星（1995），并进一步发展到干涉雷达实时获得地表三维信息，极化雷达同时获得地物不同极化特征信息，以便更准确地探测目标特征；并进一步开拓新的工作波段，如毫米波（30~300 GHz）和亚毫米波（300~3000 GHz）；研制新的传感器，如微波扫描仪、激光雷达、智能化传感器等；再加上遥感仪器内外定标精度的提高，大气探测仪器精度的提高等等。以上多方面的改进，使所获得的遥感数据质量有很大的改善。

其次是遥感数据处理分析方法和手段的发展，以提高遥感的时效性和精度。随着遥感的发展，采集数据的手段增多，所获得数据量剧增，给数据的处理分析带来一系列新问题，如数据压缩、大容量数据的处理、多源数据的融合，以及从各类遥感数据（成像光谱、成像雷达、多角度遥感等），快速、高精度地处理、识别和提取有用信息等等。显然，过去计算机数字图像处理中那种以像元为最小处理单元，以光谱亮度值为基本处理对象，以二维空间的数学模型为理论基础的常规方法，已不能满足实用化需求，需发展混合像元的分解模型，将最小处理单元由像元向亚像元过渡，发展纹理特征分析和以空间特征为基础的遥感数据处理分析，提高图像识别的智能化水平，发展神经网络、小波理论、模糊数学、专家系统、认知科学等新科学方法在遥感数字图像处理中的应用，同时还需借助 GIS，引入大量非遥感数据（DEM、自然和人文经济信息等），建立环境背景数据库，并在 GPS 快速准确定位基础上，实现在分析决策模型支持下，快速的多源、多维复合分析。

最后是遥感定量反演方法的研究。遥感应用实质上是个“反演”问题。这里涉及两方面问题，一是从遥感原始测量值中模拟和反演各类有价值的地表参数。如地表反照率、地表真实温度、土壤水分、植被结构、植被覆盖度、叶面指数、生物量、地表粗糙度等；二是建立有价值的遥感应用分析模型。

遥感的成像过程是十分复杂的。它经历从辐射源—大气层—地球表面—大气层—探测器等一系列复杂过程。这一过程中的每个环节都受到多种因素的干扰。因而对这些过程的定量描述——即遥感建模，涉及到许多的参数以及一系列理论问题，如方向性、尺度效应与转换、“不定解”、敏感度等。这正是目前遥感基础理论研究的热点、难点问题。它吸引着国内外不少学者的关注，并取得不少可喜的成果^[2]。

至于遥感应用分析模型的深化，这里有个学科带动遥感的问题。只有对学科现象充分理解（认识）的前提下，才能把地学（生物学）规律、过程，经过一种“抽象”转换成有效的数学物理模型。如：遥感研究洪水预报问题，必须要建立一个合适的水文模型。它涉及到水量、含沙量、流速、河床坡度形态、河床粗糙度、河网密度等一系列因

子以及它们之间的关系；研究水土流失，要有土壤侵蚀模型（水土流失模型），它涉及到降雨因子（雨量、强度）、土壤可蚀性因子（土壤质地、组成、结构等）、地形因子（坡度、坡长）、生物学因子（植被覆盖度、作物类别等）、人为因子（耕作条件，植树、种草等保护性措施）等多种环境因子，且每个因子所起的作用大小又不同；研究作物估产涉及到作物类型、长势、农业小气候、水文、土壤、叶面指数、叶倾角分布、生物量等大量因子，相应建立有关的绿度指数模型、作物估产模型、农田蒸散估算模型、土壤水分监测模型、干旱指数模型等等。再比如，全球环流模型、天气数值预报及气候预报模型的深化，除了需要揭示大气运动变化规律外，还需要了解其初始场和下垫面边界条件，即海洋及陆地表面特征，如山川、冰雪、植被、裸地、沙漠、城镇等的变化（年、月、日变化）对地表反照率、温度、降雨等的动态影响。所有这些均涉及到大量因子和知识。它们有的可以通过遥感数据的反演或遥感图像数据的提取而获得，有的则是实验数据、定点测量数据、统计调查数据，以及其他先验知识等。大量的数据需要在 GIS 支持下，进行综合集成，方可实现综合处理分析、建立应用分析模型。可见，应用模型的深化是个涉及的问题很复杂、难度相当大的问题。而遥感定量反演研究的深化，势必推动相关学科定量化的进程，并将进一步带动遥感和地球科学的发展。

参 考 文 献

- [1] Lillesand T. M. & Kiefer R. W. , 1994 , Remote Sensing and Image Interpretation (3rd Ed.), John Wiley & Sons, Inc.
- [2] 李小文、王锦地、朱重光, 1995, 遥感模型的定量反演研究, 载: 遥感科学新进展, 科学出版社.
- [3] 陈述彭、赵英时, 1992, 遥感地学分析 (修订本), 台湾中国文化大学出版部.

第1章 遥感原理

遥感图像是电磁辐射与地表相互作用的一种记录。为了更好地理解与认识这些图像，我们必须首先了解电磁辐射原理以及它通过大气层再被地表反射辐射的过程，这是遥感的基础，也是这一章将讨论的内容。

§ 1.1 遥感电磁辐射原理

1.1.1 电磁辐射

1. 概念

假设在空间某处有一个电磁振源（电磁辐射源），则在它的周围便有交变的电流或电场，它是由变速运动的带电粒子引起的。这一交变电场周围将激发起交变的磁场，而交变磁场周围又激起交变电场。这种变化的电场和磁场，相互激发交替产生，形成电磁场。

电磁场是物质存在的一种形式，具有质量、能量和动量。这种交变电磁场在空间的传播，形成电磁能量的波，即电磁波。电磁波是一种伴随变化的电场和磁场的横波，其传播方向与交变的电场、磁场三者互相垂直。电场振幅变化的方向垂直于它的传播方向，而磁场随电场传播方位在电场的右侧（见图 1.1）。

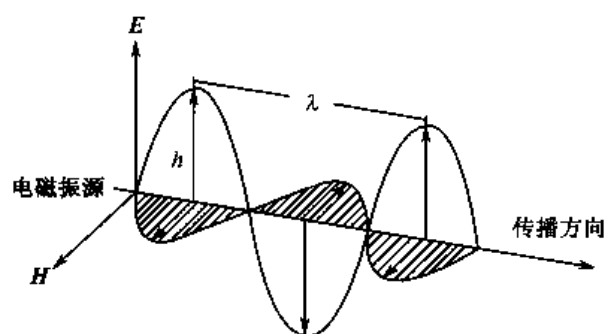


图 1.1 电磁波^[1]

E: 电场、H: 磁场、λ: 波长、h: 振幅

电磁辐射是能量的一种动态形式，只有当它与物质相互作用时才表现出来。电磁波的传输可以从麦克斯韦（Maxwell）方程式中推导出。只需其中一个场（通常是电场）的方向和幅度，就可以从 Maxwell 方程确定另一个场的方向和幅度。麦克斯韦方程是在研究和总结宏观电磁现象中建立起来的，表达电磁辐射与物质的相互作用依赖于物质的电和磁的性质。所提出的方程不受这些辐射的频率、波长或振幅的限制。

Maxwell 用四个方程式描述电磁现象的基本规律。在方程式中引入几个物理量：电场强度矢量 E ，电位移矢量 D ，磁场强度矢量 H ，磁感应矢量 B ，电荷密度 ρ ，电流密度 J 。对线性各向同性介质，上述物理量之间有下列关系^[2]：

$$\begin{aligned} D &= \epsilon E \\ B &= \mu H \\ J &= \sigma E \end{aligned} \quad (1.1)$$

式中, ϵ 为物质的介电常数, $\epsilon \geq 1$; μ 为物质的磁导率, $\mu \geq 1$; σ 为物质的电导率。在各向同性介质中, \mathbf{D} 的方向与 \mathbf{E} 一致, \mathbf{B} 的方向与 \mathbf{H} 一致, 电流密度 \mathbf{J} 的方向与电场 \mathbf{E} 的方向一致。

Maxwell 方程的微分形式为

$$\begin{aligned}\nabla \cdot \mathbf{D} &= 4\pi\rho \\ \nabla \cdot \mathbf{B} &= 0 \\ \nabla \times \mathbf{E} &= -\frac{1}{C} \frac{\partial \mathbf{B}}{\partial t} \\ \nabla \times \mathbf{H} &= \frac{4\pi\mathbf{J}}{C} + \frac{1}{C} \frac{\partial \mathbf{D}}{\partial t}\end{aligned}\quad (1.2)$$

式中: C 为光速, $C = 2.998 \times 10^8$ 米/秒 ($\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$)。

在真空中, 因为没有 ρ , \mathbf{J} , 且 $\epsilon = \mu = 1$, 则 Maxwell 方程表示为:

$$\begin{aligned}\nabla \cdot \mathbf{E} &= 0 \\ \nabla \cdot \mathbf{H} &= 0 \\ \nabla \times \mathbf{E} &= -\frac{1}{C} \frac{\partial \mathbf{H}}{\partial t} \\ \nabla \times \mathbf{H} &= \frac{1}{C} \frac{\partial \mathbf{E}}{\partial t}\end{aligned}\quad (1.3)$$

Maxwell 方程将电场、磁场、电荷、电流联合起来。

若 x 轴方向传播的是平面电磁波, 电场矢量 \mathbf{E} 沿 y 轴方向, 可以证明磁场矢量 \mathbf{H} 在 y 轴方向的分量为零, 则磁场矢量必然是沿 z 轴方向, 三者相互垂直, 则得

$$\begin{aligned}\frac{\partial E_y}{\partial x} &= -\frac{1}{c} \frac{\partial H_z}{\partial t} \\ \frac{\partial H_z}{\partial x} &= -\frac{1}{c} \frac{\partial E_y}{\partial t}\end{aligned}\quad (1.4)$$

公式 (1.4) 说明随时间变化的磁场能激发电场, 反之随时间变化的电场能激发磁场。这便是 Maxwell 方程组所表达的思想。

经分别对 x 和 t 微分, 消去 \mathbf{H} 项, 电磁波在介质中传播速度则为

$$V = \frac{C}{\sqrt{\epsilon\mu}} \quad \epsilon \geq 1, \mu \geq 1 \quad (1.5)$$

可见, 电磁波在介质中的传播速度总小于光速 C , 但在真空中的传播速度等于 C 。

2. 波粒二像性

电磁辐射与物质相互作用中, 既反映波动性, 又反映出粒子性。光是电磁波的一个特例。光的波动性充分表现在光的干涉、衍射、偏振等现象中; 而光在光电效应、黑体辐射中, 则显示出粒子性。

1) 波动性

从电磁辐射的概念和上述方程, 已说明了电磁波的波动性。电磁波是一种伴随电场和磁场的横波。许多电磁辐射特征可以很容易地用波动理论来加以描述。而干涉和衍射

均是由于波的叠加导致振幅和强度的重新分布。

a) 干涉 (Interference)

一列波在空间传播时, 将引起空间各点的振动, 两列 (或多列) 波在同一空间传播时, 每列波对各点的振动都有贡献, 因此空间各点的振动就是各列波单独在该点产生的振动的矢量和。同振幅、频率和初位相 (具固定位相关系) 的两列 (或多列) 波的叠合成而引起振动强度重新分布的现象称干涉现象。干涉现象中, 在波之交叠区有的地方振幅增加, 有的地方振幅减小, 振动强度在空间出现强弱相间的固定分布, 形成干涉条纹。其合振动强度的变化完全取决于程差 (两光程之差)。当所有程差为波长的整数倍 ($\Delta = k\lambda$), 则对应振动强度极大; 而所有程差为半波长奇数倍 [$\Delta = (2n+1)\frac{\lambda}{2}$] 时, 则对应振幅极小处。干涉现象普遍存在, 它是波的一个重要特性, 但只有相干波 (具有固定位相关系的波束) 才能产生干涉现象。

光波的干涉图样是一系列明暗相间的条纹或曲线。图 1.2 显示著名的光的干涉实验——杨氏双缝实验^[2]: 用强光照射单缝 S, 前方与 S 平行的开两个缝 S_1 、 S_2 , 它们成为两个新光源, 光源间满足同频率、同方向、同振幅、有固定初位相差等相干条件, 两者为相干光。干涉结果在屏幕 P 上能看到一系列明暗相间的条纹, 条纹的宽度与波长成正比。若光源为白光, 则屏幕中央为白光亮纹, 两侧为彩色干涉条纹, 其中蓝光的间距最小, 红光条纹的间距最大。光的干涉现象说明光是一种波。常见的油膜、肥皂泡的彩色是一种分振幅的薄膜干涉现象。

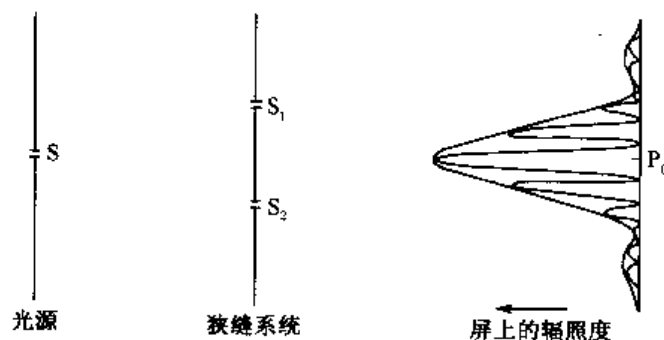


图 1.2 光的干涉^[2]

在光学器件与仪器中, 大量应用光的干涉原理, 如为了减少反射、增加透射, 可以制作干涉滤光片、增透膜、透镜组等; 也可以利用电磁波的干涉制作定向的发射天线。

b) 衍射 (Diffraction)

波在传播过程中遇到障碍物时, 在障碍物的边缘一些波偏离直线传播而进入障碍物后面的“阴影区”的现象称为衍射现象。它是由于障碍物引起波的振幅或相位的变化, 导致波在空间上振幅或强度重新分布的现象, 也是波的重要特性之一。如, 声波可传到拐角后面; 光通过小孔, 在孔后的屏上出现的不是一个亮点, 而是一个亮斑。其亮斑周围有逐渐减弱的明暗相间的圆环。其亮斑的大小 (衍射角 θ) 与小孔的直径 d 成反比, 与波长 λ 成正比, 即 $\Delta\theta = 1.22\lambda/d$ 。图 1.3 显示了小孔的衍射现象, 一束平面波通过一个直径比波长还小的小孔后, 成为球面波向前传播。

遥感中部分光谱仪的分光器件，正是运用多缝衍射原理，用一组相互平行，宽度相同、间隙相同的狭缝组成衍射光栅，使光发生色散以达到分光的目的。照相机的光阑、望远镜的物镜成像，以及光学仪器的分辨本领都与圆孔衍射有关。

c) 偏振 (Polarization)

偏振是横波中呈现出的一种特殊现象。电磁波作为一种横波，其相互垂直的电场和磁场的振动方向是与传播方向垂直的。传播方向确定后，其振动方向并不是惟一的。它可以是垂直于传播方向 (x 轴) 的任何方向 (即 y 、 z 平面内的任一方向)。它可以是不变的，也可以随时间按一定方式变化或按一定规律旋转。纵波则不同，其振动方向是传播方向一致，传播方向确定后其振动方向便是惟一的，所以不会有偏振现象。

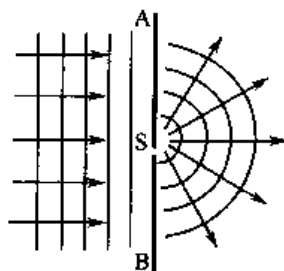


图 1.3 小孔的衍射^[2]

通常把包含电场振动方向的平面称为偏振面。也就是用电场方向确定波的偏振方向。如果振动方向是惟一的，不随时间而改变，即偏振面方向固定，则为线偏振 (线性极化或平面极化)。在一个固定平面内仅沿一个固定方向振动的光为偏振光，线偏振光也称为全偏振光；太阳光是非偏振光，它在所有可能的方向上，其振幅可以认为是相等的，而不可能保持一个优势方向；介于自然光 (非偏振光) 与偏振光之间的称为部分偏振光。许多散射光、反射光、透射光均属部分偏振光。它的一部分能量有明确的极化状态。而一些人造光源 (如激光和无线电、雷达发射) 通常有明确的极化状态。

电磁波在反射、折射、吸收、散射过程中，不仅其强度发生变化，其偏振状态也往往发生变化，所以电磁波与物体相互作用的偏振状态的改变也是一种可以利用的遥感信息。在光学波段可以用偏振片产生线偏振光。偏振在微波技术中称为“极化”。它对微波雷达是非常重要的，因为水平极化与垂直极化所得到的图像是不同的。

电磁能量可用以下几个参数描述：

a) 波长 (Wavelength)

波长指波在一个振动周期内传播的距离，即沿波的传播方向，两个相邻的同相位点 (如波峰或波谷) 间的距离，用 λ 表示。如图 1.1 所示。波长常用人们熟悉的长度单位来度量，只是往往将之划分得很小，如米 (m)、厘米 (cm)、毫米 (mm)、微米 (μm)、纳米 (nm) 等。

b) 频率 (Frequency)

频率指单位时间内，完成振动或振荡的次数或周期。即在给定时间内，通过一个固定点的波峰数，它常以赫兹 (Hz) 为单位，用 ν 表示。

在真空中电磁波以光速传播，且它们的波长 (λ) 与频率 (ν) 满足如下关系：

$$C = \nu\lambda \quad (1.6)$$

式中：光速 $C = 2.998 \times 10^8$ 米/秒 ($\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$)。在大气中电磁波小于光速但接近于光速传播。

一般可用波长或频率来描述或定义电磁波谱的范围。如在可见光—红外遥感中，多用波长来描述波谱范围，如 μm 、nm 等；而在微波遥感中，多用频率来描述波谱范围，如赫兹 (Hz)、千赫 (kHz)、兆赫 (MHz)、吉赫 (GHz) 等。当波进入物体时，其频

率是不会改变的,但波长将随传播速度的改变而变化。除了用波长、频率表示波谱外,还可以用“波数”来描述,波数被定义为在波的传播方向单位长度内所含波长的数目,即波长的倒数($1/\lambda$),常用 $\bar{\nu}$ 表示,单位常取厘米 $^{-1}$ (cm^{-1})。

c) 振幅 (Amplitude)

振幅表示电场振动的强度。它被定义为振动物理量偏离平衡位置的最大位移,即每个波峰的高度,或每个波长间隔的能量级。

d) 其他,如偏振面、传播方向、相位等。

所谓相位或称位相 (phase) 表示某物理量随时间或空间位置作正弦变化时,该量在任一时刻或位置的状态的一个数值。

2) 粒子性

电磁波的粒子性是指电磁辐射除了它的连续波动状态外还能以离散形式存在。其离散单元称为光子 (photo) 或量子 (quanta)。大量实验证明,光照射在金属上能激发出电子,称为光电子。且光电子的能量与光的强度、光照的时间的长短无关,而仅与入射光的频率有关。即光强仅增加光电子的数量,而光电子的动能只与入射光的频率有关。许多光电器件如光电倍增管、电视摄像管等,正是运用光电效应原理制作的。

光电效应的这些现象用电磁波理论是无法解释的。按电磁波理论,电子的能量与光强度、光照时间的长短有关,而与频率无关;只要有足够的光强或光照时间总会发生光电效应,这与实验结果不符。但光电效应却是对电磁波“粒子性”的最好说明。

普朗克 (Max planck) 发现电磁辐射能量以离散单元形式 (光子、量子) 被吸收和发射,并用模型来说明光电效应,指出电磁辐射能量的大小直接与电磁辐射的频率成正比,可表示为

$$Q = h\nu \quad (1.7)$$

式中: Q 为辐射能量,焦 (J); ν 为辐射频率; h 为普朗克常数,取值为 6.626×10^{-34} 焦·秒 (J·s)。

代入反映频率与波长关系的公式 (1.6),则可以把电磁辐射的波模式与量子模式联系起来,表示为

$$Q = hc/\lambda \quad (1.8)$$

此式表明,辐射能量与它的波长成反比。即电磁辐射波长越长,其辐射能量越低。这对遥感是有重要意义的,如地表特征的微波发射要比波长相对短的热红外辐射更难感应。因此对于长波的低能辐射,遥感系统必须采取相应的对策,以尽量获得可探测的能量信号。

电磁波的波动性把电磁振动的传播作为光滑连续的波对待,用波长、频率、振幅等来描述。麦克斯韦 (Maxwell) 理论定义了电磁辐射的波模型,成功地解释了电磁波传播过程的各种现象如透镜和棱镜的折射与绕射等。对于波动性而言,光强度与振幅、频率、光照时间等呈正相关。

电磁波的粒子性把电磁辐射能分解为非常小的微粒子,即离散化、量子化为光子。光子具有一定的能量和动量。对于粒子性而言,光强度决定于单位时间内通过截面的光子数目的多少 (即光子流密度)。它只影响光电流的大小,却不改变光电子的最大动能。

经典物理学中，“波”与“粒子”是截然不同的概念——“粒子”是有一定大小和质量的实体，它的运动可以用轨迹来描述；“波”在空间的分布是连续的，它服从叠加原理，从而会产生干涉、衍射等现象；两者难以相互转化。但电磁波的波动性与粒子性却是对立统一的，离散与连续现象往往伴生，或在一定条件下可以相互转化。这便是电磁波的波粒二象性。如，同一波长的电磁波，在一些实验中粒子性表现得很突出，而在另一些实验中波动性又表现得很突出。既使在光的粒子性很明显的光电效应中，也还保留着某些波动的特性，如频率、波长等概念。再如，电子束和光的单缝衍射实验，我们可以变换为将电子束强度减弱到呈一个个电子通过单缝，或将光子流的强度（光强）减弱到呈一个个光子通过单缝。实验证明，不管是大量电子、光子同时通过还是一个一个地通过，只要电子或光子的数量足够大，它们的分布与衍射花纹的分布便存在波动理论所预言的关系。这是一种统计平均的分布。按概率论，波在某时刻，在空间某点的强度，就是该时刻在该点找到粒子的几率，即波是粒子流的统计平均；而波动的粒子性反映在波动场的能量、动量的量子化上，即粒子是波的量子化。从统计的观点，可把波与粒子的二象性联系起来。

由于电磁辐射传输过程中的量子化和统计学本性，测量辐射能速率的精度总有一定的内在限制，这种固有的局限性，常迫使人们在辐射定量的遥感测量中对速率与精确度之间采取一定的折衷。

3. 电磁辐射的度量

电磁辐射源（电磁振源）以电磁波的形式向外传送能量。任何物体都可以是辐射源。它既可能自身发射能量（即发射辐射，又称热辐射，将在第4章详细论述）；又可能被外部能源激发而辐射能量（即反射辐射，将在第3章详细论述）。另外还有紫外辐射、微波辐射等。这就是说，不同辐射源可以向外辐射不同强度和不同波长的辐射能量。利用遥感手段探测物体，实际上是对物体辐射能量的测定与分析。它涉及到一系列复杂的过程。这里首先对一些常用的基本概念与术语的物理意义作一说明。

- 辐射能量，指以电磁波形式向外传送能量，常用 Q 表示，单位为焦（J）。

- 辐射通量（Radiant flux），又称辐射功率，指单位时间内，通过某一表面的辐射能量，常用 ϕ 表示，单位为瓦（W），即焦/秒（ $J \cdot s^{-1}$ ），表达为

$$\phi = dQ/dt$$

- 辐射出射度（Radiant exitance），又称辐射通量密度，指而辐射源在单位时间内，从单位面积上辐射出的辐射能量，即物体单位面积上发出的辐射通量，常用 M 表示，单位为瓦/米²（ $W \cdot m^{-2}$ ），表达为

$$M = d\phi/dA$$

- 辐射照度（Irradiance），简称辐照度，指面辐射源在单位时间内，从单位面积上接收的辐射能量，即照射到物体单位面积上的辐射通量，常用 E 表示，单位为瓦/米²（ $W \cdot m^{-2}$ ），表达为

$$E = d\phi/dA$$

- 辐射强度（Radiant intensity）指点辐射源在单位立体角、单位时间内，向某一方向发出的辐射能量，即点辐射源在单位立体角内发出的辐射通量，常用 I 表示，单

位为瓦/球面度 ($\text{W} \cdot \text{sr}^{-1}$), 表达为

$$I = d\phi/d\omega$$

• 辐射亮度 (Radiance), 简称辐亮度, 指面辐射源在单位立体角、单位时间内, 在某一垂直于辐射方向单位面积 (法向面积) 上辐射出的辐射能量, 即辐射源在单位投影面积上、单位立体角内的辐射通量, 如图 1.4 (a) 所示, 常用 L 表示, 单位为瓦/米²·球面度 ($\text{W} \cdot \text{m}^{-2} \text{sr}^{-1}$), 表达为

$$L = d^2\phi/d\omega \cdot dA \cos\theta$$

以上各辐射量均是波长的函数。如图 1.4 (b) 表示单位波长间隔内的辐射通量, 称为光谱辐射通量, 表达为: $\phi(\lambda) = d\phi/d\lambda$, 单位为瓦/微米 ($\text{W} \cdot \mu\text{m}^{-1}$)。上述各辐射量前面的“光谱”二字常可省略。

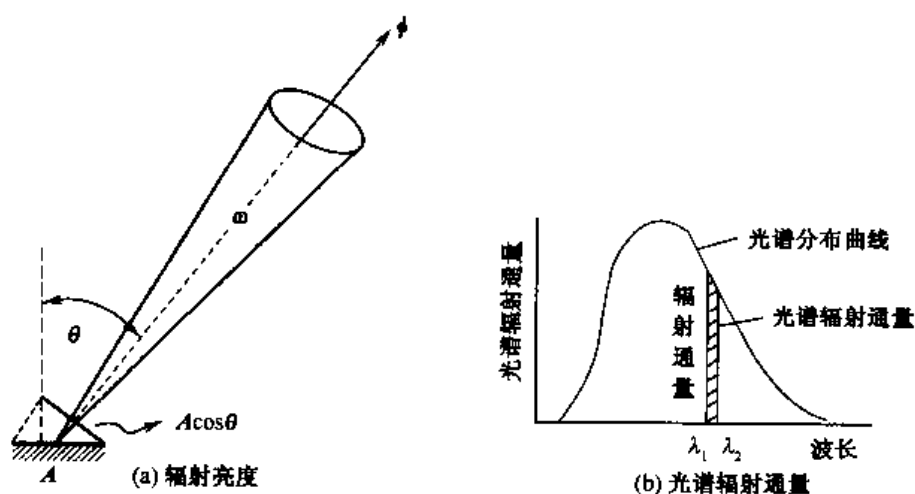


图 1.4 辐射度量

1.1.2 电磁波辐射原理

为了便于论述, 需要简单地了解一下黑体 (blackbody) 的概念。黑体是个假设的理想辐射体。它既是完全的吸收体, 又是完全的辐射体。黑体是朗伯源, 其辐射各向同性。自然界的物体仅接近于黑体。进一步的讨论将放在第 4 章进行。电磁波发射遵循以下物理定律。

1. 普朗克 (Planck) 辐射定律

对于黑体辐射源, 普朗克成功地给出了其辐射出射度 (M) 与温度 (T)、波长 (λ) 的关系, Planck 定律表示为

$$M_\lambda(T) = 2\pi hc^2 \lambda^{-5} \cdot [\exp(hc/\lambda kT) - 1]^{-1} \quad (1.9)$$

式中: h 为普朗克常数, 取值 6.626×10^{-34} 焦·秒 ($\text{J} \cdot \text{s}$);

k 为玻耳兹曼常数, 取值 1.3806×10^{-23} 焦/开 ($\text{J} \cdot \text{K}^{-1}$);

c 为光速, 2.998×10^8 米/秒 ($\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$);

λ 为波长 (米, m);

T 为热力学温度 (开, K)。

2. 斯特藩-玻耳兹曼 (Stefan-Boltzmann) 定律

任一物体辐射能量的大小是物体表面温度的函数。斯-玻定律表达了物体的这一性质。此定律将黑体的总辐射出射度与温度的定量关系表示为

$$M(T) = \sigma T^4 \quad (1.10)$$

式中: $M(T)$ 为黑体表面发射的总能量, 即总辐射出射度 ($\text{瓦}/\text{米}^2$, $\text{W} \cdot \text{m}^{-2}$); σ 为斯-玻常数, 取值 $5.6697 \times 10^{-8} [\text{瓦}/(\text{米}^2 \cdot \text{开}^4), \text{W} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{K}^{-4}]$; T 为发射体的热力学温度 (开, K)。

此式表明, 物体发射的总能量与物体绝对温度的四次方成正比。因此, 随着温度的增加, 辐射能增加是很迅速的。当黑体温度增高 1 倍时, 其总辐射出射度将增为原来的 16 倍。在这里我们仅强调黑体的发射能量是温度的函数。

以上的讨论已说明了一个物体的发射能量既随温度变化又随波长变化, 如图 1.5 所示。图中显示了各种温度 (200~6000K) 的黑体表面辐射能量的波谱分布曲线。纵座标表示单位波长间隔的辐射出射度 (即单位时间、单位面积上发射的辐射能量), 单位是瓦/($\text{米}^2 \cdot \text{微米}$) ($\text{W} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \mu\text{m}^{-1}$)。图中曲线以下的面积相当于总辐射出射度 M 。曲线说明斯-玻定律所表达的物理意义, 辐射温度愈高, 发射的辐射总量愈大。曲线还说明, 这些不同温度的黑体辐射曲线形式相似, 且它们的能量峰值的分布随着温度的升高, 向短波方向移动。

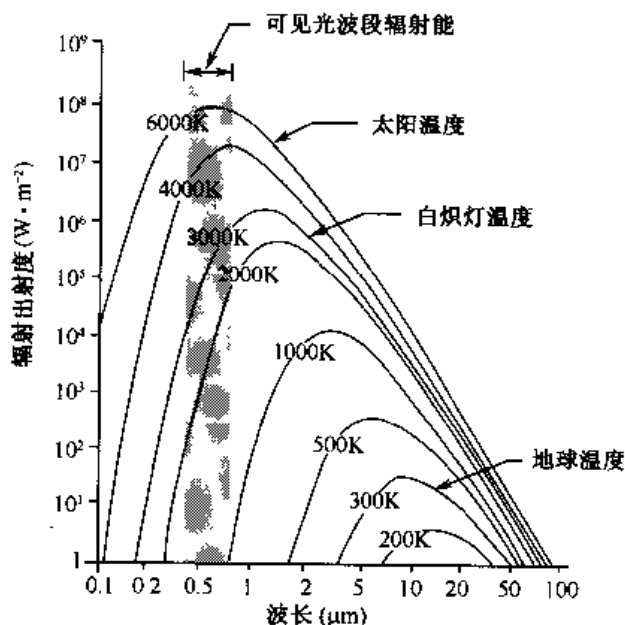


图 1.5 不同温度黑体辐射波谱曲线^[3]

3. 维恩 (Wien's) 位移定律

维恩位移定律, 描述了物体辐射的峰值波长与温度的定量关系, 表示为:

$$\lambda_{\max} = A/T \quad (1.11)$$

式中： λ_{\max} 为辐射强度最大的波长，单位为微米 (μm)； A 为常数，取值为 2898 微米·开 ($\mu\text{m}\cdot\text{K}$)； T 为热力学温度，单位为开 (K)。

此式表明，黑体最大辐射强度所对应的波长 λ_{\max} 与黑体的绝对温度 T 成反比。如当对一块铁加热时，我们可以观察到随着铁块的逐渐变热铁块的颜色也从暗红→橙→黄→白色，向短波变化的现象。

从图 1.5 可见，太阳的发射约相当于温度 6000 K 黑体的辐射曲线，白炽灯的发射约相当于温度 3000 K 黑体的辐射曲线。两者辐射能量差异较大，且后者蓝光能量较低，而不同于太阳光的连续光谱。因此在摄影遥感中，人们研制不同的胶片，以适应不同的光照条件。“日光型”是针对户外光照下的，若将之用于室内灯光下，因光源不同所得照片显得发黄，但用上闪光灯，因补充了高强的蓝光能量，则照片的效果明显改善。

此定律还反映出随着黑体温度的升高（或降低），黑体最大辐射峰值波长 λ_{\max} 向短波（或长波）方向变化。如地球表层（包括土壤、水、植被等）的平均温度约 300K (27℃)，根据维恩位移定律，其相应的最大辐射峰值波长约为 $9.7\mu\text{m}$ 。这部分辐射与热相关，故称为热红外能。热辐射能量人眼虽看不见，也无法摄影，但能被特殊的热仪器如辐射计、扫描仪所感应。这部分内容将在第 4 章专门讨论。太阳的表面温度近似 6000K，其最高能量峰值波长约为 $0.48\mu\text{m}$ ，这部分辐射是人眼和摄影胶片均敏感的部位，因而在日光下，我们可以观察到地球特征。

§ 1.2 电磁辐射的传输与相互作用

电磁辐射从辐射源到遥感器之间的传输过程中，要经历吸收、再辐射、反射、散射、偏振及波谱重新分布等一系列过程。电磁辐射传输中的变化取决于它与有关介质所发生的相互作用。电磁辐射与大气的相互作用可认为是体效应，而与地表的相互作用则是与地表或浅层地表的表面效应。了解这种相互作用的机理和过程，对我们认识所获得的遥感数据以及地物目标的特性是必不可少、至关重要的。

1.2.1 能源——太阳辐射与地球辐射

1. 太阳辐射

太阳是一个电磁辐射源，是遥感的主要能源。作为一个炽热气体球的太阳，其中心温度 $15 \times 10^6 \text{K}$ ，表面温度约 6000K。太阳辐射的总功率为 $3.826 \times 10^{26} \text{W}$ ，太阳表面的辐射出射度为 $6.284 \times 10^7 \text{W}\cdot\text{m}^{-2}$ 。太阳的辐射波谱从 X 射线一直延伸到无线电波，是个综合波谱。

表 1.1 是太阳辐射能各谱段的百分比^[2]。从表中可见，太阳辐射的大部分能量集中于近紫外—中红外 ($0.31 \sim 5.6\mu\text{m}$) 区内，占全部能量的 97.5%，其中可见光占 43.5%、近红外占 36.8%。在此光谱区内太阳辐射的强度变化很小，可以当作很稳定的辐射源；而 X 射线、 γ 射线、远紫外及微波波段的太阳辐射能小于 1%，它们受太阳黑子及耀斑的影响，强度变化很大，主要影响地球电离层或通信，这里不予讨论。

表 1.1 太阳辐射能各谱段的百分比

λ	波 段	%
$<10\text{\AA}$	X 射线、 γ 射线	0.02
$10\sim2000\text{\AA}$	远 紫 外	
$0.20\sim0.31\mu\text{m}$	中 紫 外	1.95
$0.31\sim0.38\mu\text{m}$	近 紫 外	5.32
$0.38\sim0.72\mu\text{m}$	可 见	43.50
$0.72\sim1.5\mu\text{m}$	近 红 外	36.80
$1.5\sim5.6\mu\text{m}$	中 红 外	12.00
$5.6\sim1000\mu\text{m}$	远 红 外	0.41
$>1000\mu\text{m}$	微 波	

到达地球大气外边界的太阳辐射，约 30% 被云层和其他大气成分反射返回太空；约有 17% 的太阳能入射辐射被地球大气吸收；还有 22% 被散射并成为漫射辐射到达地球表面。因此，在进入地球外边界的太阳辐射中仅有 31% 作为直射太阳辐射到达地球表面^[4]。

从图 1.6 可见，地球大气层以外的太阳光谱辐照度曲线为平滑的连续光谱曲线，它近似于 6000K 的黑体辐射曲线。但由于大气的吸收（主指大气成分的吸收作用）使太阳的光谱结构变得复杂。

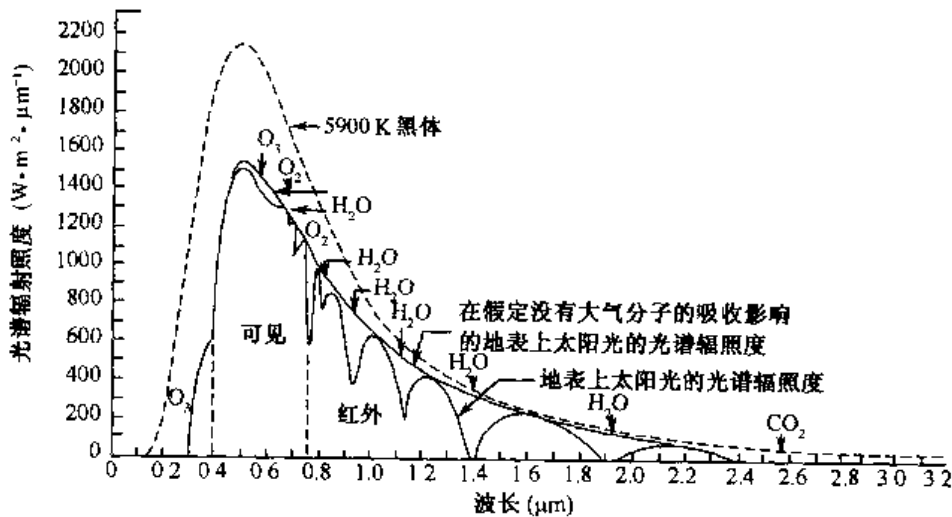


图 1.6 地球表面的太阳辐照度曲线^[2,5]

地面接收的太阳辐照度与太阳天顶角 θ 有关。在忽略大气损失的情况下，可近似认为地面辐照度 E 与 $\cos\theta$ 成正比。

$$E = \frac{E_0}{D^2} \cos\theta \quad (1.12)$$

式中： E_0 是太阳常数，一个描述太阳辐射能流密度的物理量。它指在日地平均距离处，

单位时间内, 垂直于太阳射线的单位面积上, 所接收到的全部太阳辐射能。其数值为 $1.36 \times 10^3 \text{W} \cdot \text{m}^{-2}$ 。此值实际为大气圈外太阳光的光谱辐照度在全波段范围内的积分值。 D 是以日地平均距离为单位的日地之间的距离。 θ 是太阳天顶角 (与法线的夹角)。当 θ 为某地正午时分太阳天顶角时, E 为到达某地的最大地面辐照度 E_{\max} 。

由于地球的公转与自转, 到达地球任一点的太阳总辐射随时间呈近似正弦形式的变化, 即^[2]

$$E_t = E_{\max} \sin(\pi t / N) \quad (1.13)$$

式中: t 为日出到 E_t 时刻的时间间隔; N 为理论日照时数。

太阳天顶角随纬度、季节、时间等因素而变化, 可通过下式计算:

$$\cos \theta = \sin \varphi \cdot \sin \delta + \cos \varphi \cdot \cos \delta \cdot \cos t \quad (1.14)$$

式中: φ 为地理纬度。 δ 为太阳赤纬, 赤纬指太阳光与地球赤道平面的夹角, 一年内 δ 在 $\pm 23^\circ 27'$ 范围内变动, 春分、秋分时, 太阳直射赤道, $\delta = 0$; 夏至时太阳直射北回归线, $\delta = 23^\circ 27'$; 冬至时太阳直射南回归线 $\delta = -23^\circ 27'$ 。一年内赤纬的变化值可从有关表中查得。 t 为太阳的时角, 定义为地方时 12 点的时角 t 为 0, 6 点 t 为 $-\frac{\pi}{2}$, 18 点 t 为 $+\frac{\pi}{2}$ 。

式 (1.14) 中, 第一项 $\sin \varphi \cdot \sin \delta$ 表示季节变化对天顶角的影响; 第二项则表示一天内天顶角随时间 t 的变化。高纬度地区 $\sin \varphi$ 大, 所以天顶角随季节的变化较大, 而随日变化较小; 低纬度地区则相反, $\sin \varphi$ 小, $\cos \varphi$ 大, 天顶角随季节变化不大, 而随日变化较大^[3]。这就是说, 太阳辐照度是太阳天顶角 θ 和纬度 φ 的函数。地面接收的太阳辐照度还与大气的吸收及散射有关。此外, 地物的电磁波辐射特性, 也与太阳的照射有关。这些将在下面有关章节讨论。

2. 地球辐射

地球辐射可分为短波辐射 ($0.3 \sim 2.5 \mu\text{m}$) 及长波辐射 ($6 \mu\text{m}$ 以上)。图 1.7 显示地球的短波辐射以地球表面对太阳的反射为主, 地球自身的热辐射可忽略不计。地球的长波辐射只考虑地表物体自身的热辐射, 在这区域内太阳辐照的影响极小。介于两者之间的中红外波段 ($2.5 \sim 6 \mu\text{m}$) 太阳辐射和热辐射的影响均有, 不能忽略。对于地球的短波辐射的反射辐射而言, 其辐射亮度与太阳辐照度及地物反射率有关。这部分内容将在后面专门讨论。

被地表吸收的太阳辐射能, 又重新被地表辐射。从维恩位移定律可知, 比太阳凉得多的地球必然辐射更长波段的辐射。太阳在 6000K 最大辐射强度在 $0.48 \mu\text{m}$ (可见光绿波段), 地球在 300K 最大辐射强度在 $10 \mu\text{m}$ 附近 (远红外波段)。

对于地球的长波辐射而言, 其辐射亮度 L 与地物的比辐射率 ϵ 、地物的温度 T 及波长 λ 有关, 可用下式表示^[4]:

$$L(\lambda T) = \epsilon(\lambda T) \cdot L_b(\lambda T) \quad (1.15)$$

式中: L_b 为黑体的辐射亮度。

地球上的能源来自太阳辐射, 包括太阳直射能量 (太阳直射光) 与天空漫入射的能

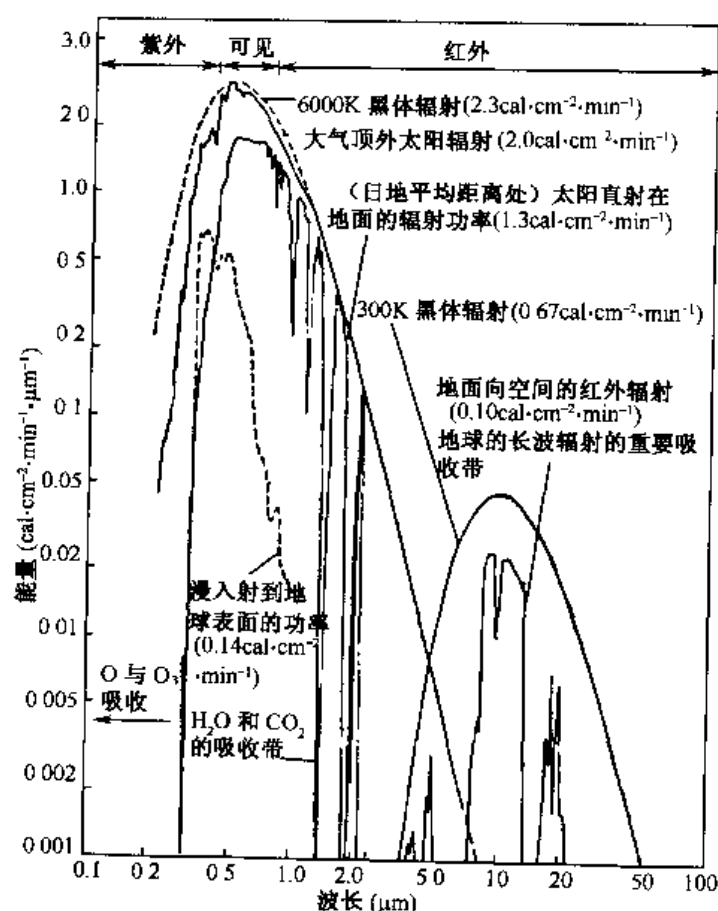


图 1.7 太阳与地球的辐射波谱^[2]

量（天空光或天空漫射光）。但入射到地面的太阳短波辐射能量（ $R_s \downarrow$ 或 Q ）中的一部分被地面反射（ $R_s \uparrow$ ），地面实际吸收的太阳短波辐射能量为

$$R_s \downarrow - R_s \uparrow = (1 - \rho) R_s \downarrow = (1 - \rho) Q \quad (1.16)$$

式中， ρ 为地表全波段的反射率（即反照率）。在吸收太阳辐射能的同时，地表也向外界发射长波辐射能量 $R_L \uparrow$ ，而大气的长波辐射 $R_L \downarrow$ 对地表也有贡献。因此地表层净辐射收入 R_n （或 Q_n ）为

$$R_n = (1 - \rho) R_s \downarrow + R_L \downarrow - R_L \uparrow \quad (1.17)$$

一般说来白天收入大于支出，净收入 R_n 为正，地面温度不断升高。净收入的大小与地表的反射率有关。辐射的净收入能量不全用于地表加热，其中一部分能量以传导与对流形式使大气加热，一部分能量供给水在物态转换时（如蒸发、凝结、升华、融化、结冰等）所需的潜热，其能量大小与微气候因素，如风速、湿度、温度等有关。若地面有植被还需考虑植物光合作用吸收的能量，扣去上述的这几部分能量，才是真正使地表温度变化的能量。地表温度的变化除与地面能量收支情况有关外，还与物质本身的热学性质有关。这部分内容将在第 4 章和第 14 章专门讨论。

1.2.2 电磁波与大气层的相互作用

1. 大气概况

地球的大气层并没有一个确切的界限。只是离地球越远空气越稀薄，以至于近似真空而进入星际太空。大气层的厚度一般可取 1000km，约相当于地球直径的十二分之一。大气按热力学性质可垂直分为对流层、平流层、中间层、电离层。

- 对流层的上界往往随纬度、季节等因素而变化，极地上空仅 7~8km，赤道上空约 16~19km。对流层有明显的上下混合作用，主要的大气现象几乎都集中于此。在该层内每上升 1km，温度下降 6.5K，空气密度和气压也随高度上升而下降。

- 平流层的范围是从对流层顶至 50km。它包括底部的“同温层”（延至 20km）和随高度上升温度缓慢上升的“暖层”。这是因为臭氧吸收紫外光的缘故。层内除季节性的风外，几乎没有什么天气现象。

- 中间层的范围约 50~80km。它们介于上下两个暖层之间，又称“冷层”。其温度随高度的增加而递减，平均每上升 1km 温度下降 3K。大约在 80km 处降到最低点约 -95℃，也是整个大气最低点。

- 电离层，又称增温层，是大气的最外层，80~1000km。层内空气稀薄，温度很高，可达 1500K。因太阳辐射作用而发生电离现象，无线电波在该层发生全反射现象。

大气成分主要有氮、氧（约占 99%）和各种微量气体如二氧化碳、甲烷、氧化氮、氢、臭氧等。除臭氧外这些气体分子在 80km 以下相对比例基本不变；水汽——约占大气总量的 0.3%，在大气中浓度变化很大，尤其是在低层大气；悬浮微粒——具有重要光学效应的悬浮微粒指半径 0.01~20 μm ，比分子大得多的大气粒子，如霾、尘埃、液态水（水滴——云雾、降雨）和固态水（冰粒）等，主要集中在紧靠地面几公里范围的大气层中。

大气的密度和压力随着高度上升均几乎按指数率下降。高度每增加 16km 或 10mile（英里），其大气密度和压力都近乎下降 10%。在 32km 以上，大气质量仅剩下 1%，所以在 32km 以上的大气影响可以忽略不计。因此可以认为，有效大气层是紧贴地球表面的薄薄一层。

所有用于遥感的辐射能均要通过地球的大气层。其路径长度变化很大。如空中摄影利用太阳光源，则需要二次通过大气层；而红外辐射仪直接探测地物的发射能量，它仅一次通过大气层，且路径的长度取决于传感器距离地而的高度。若传感器载于低空飞机上，大气对图像质量的影响往往可以忽略；但星载传感器所获得的能量均需穿过整个大气层，经大气传输后，其强度和光谱分布均会发生变化。大气净效应取决于路径长度、电磁辐射能量信号的强弱、大气条件以及波长等，它对遥感图像和数据质量均有重要的影响。因此，遥感应用研究必须了解电磁波与大气的相互作用。电磁波与大气的相互作用，主要有两种基本的物理过程——散射、吸收，其他作用如折射等，可忽略不计。

2. 大气散射

电磁辐射在非均匀介质或各向异性介质中传播时，改变原来传播方向的现象称为散

射。大气散射是电磁辐射能受到大气中微粒（大气分子或气溶胶等）的影响，而改变传播方向的现象。其散射强度依赖于微粒的大小、微粒的含量、辐射波长和能量传播穿过大气的厚度。散射的结果改变辐射方向，产生天空散射光，其中一部分上行被空中遥感器接收，一部分下行到达地表。

大气的散射主要有以下几种形式：

1) 选择性散射——散射强度与波长有关

(1) 瑞利 (Rayleigh) 散射。当引起散射的大气粒子直径远小于入射电磁波波长 ($d \ll \lambda$) 时，出现瑞利散射。大气中的气体分子 O_2 、 N_2 等对可见光的散射属此类。它的散射强度与波长的 4 次方成反比。波长越短、散射越强，且前向散射（指散射方向与入射方向夹角小于 90° ）与后向散射强度相同。瑞利散射多在 9~10km 的晴朗（无云、能见度很好）高空发生。其辐射衰减几乎全是由它引起的。“蓝天”正是瑞利散射的一种表现。当日光与大气相互作用时，其可见光的蓝光散射要比可见光其他波段的散射强得多，因而天空呈现天蓝色。然而当日出、日落时，太阳接近地平线，太阳高度角低，太阳光线穿过大气层路径变长，蓝光被充分散射，因而天空呈现橙红色。

瑞利散射是造成遥感图像辐射畸变、图像模糊的主要原因。它降低了图像的“清晰度”或“对比度”。对于彩色图像则使其带蓝灰色，特别是对高空摄影图像影响更为明显。因此，摄影像机等遥感仪器多利用特制的滤光片，阻止蓝紫光透过以消除或减少图像模糊，提高影像的灵敏度和清晰度。当然也有某些特定的遥感应用专门采用紫外辐射。

(2) 米氏 (Mie) 散射。当引起散射的大气粒子的直径约等于入射波长 ($d \cong \lambda$) 时，出现米氏散射。大气中的悬浮微粒——霾、水滴、尘埃、烟、花粉、微生物、海上盐粒、火山灰等气溶胶的散射属此类。米氏散射往往影响到比瑞利散射更长的波段，可见光及可见光以外的广大范围。它的效果依赖于波长，但不同于瑞利散射的模式，其前向散射大于后向散射。

米氏散射与大气中微粒的结构、数量有关，其强度受气候影响较大。在大气低层 0~5km，散射最强，这儿微粒更大，数量更多。尽管在一般大气条件下，瑞利散射起主导作用，但米氏散射能叠加于瑞利散射之上，使天空变得阴暗。

2) 无选择性散射——散射强度与波长无关

当引起散射的大气粒子的直径远大于入射波长 ($d \gg \lambda$) 时，出现无选择性散射，其散射强度与波长无关。大气中云、雾、水滴、尘埃的散射属此类。它们一般直径 5~100 μm ，并大约同等的散射所有可见光、近红外波段。正因为此类散射对所有可见光区段蓝、绿、红光的散射是等量的，因而，我们观察云、雾呈白色、灰白色。

大气散射辐射对遥感、遥感数据传输的影响极大。大气散射降低了太阳光直射的强度，改变了太阳辐射的方向，削弱了到达地面或地面向外的辐射，产生了漫反射的天空散射光（又叫天空光或天空辐射），增强了地面的辐照和大气层本身的“亮度”。散射使地面阴影呈现暗色而不是黑色，使人们有可能在阴影处得到物体的部分信息。此外，散射使暗色物体表现得比它自身的要亮，使亮物体表现得比它自身的要暗。因此，它降低

了遥感影像的反差,降低了图像的质量以及图像上空间信息的表达能力。

散射对低层大气(约低于 3 km)尤为重要。这是与大气粒子的粒径、含量及有效性的增加密切相关的。如大气中的吸湿性粒子是一种强散射体,随着大气湿度的增加,散射作用大大增强,大气透明度变差。此外,大气团和气压系统的变化,使大气的湿度、温度及循环模式发生变化,影响到大气中灰尘、污染物和其他散射体的集中或分散,从而造成大气透明度发生明显变化。

综上所述,对于可见光波段而言,在大气窗口内的辐射衰减主要是因散射引起的,其吸收的能量仅占衰减能量的 3%;但对更长的波段,大气的主要影响是吸收,而不是散射;至于热红外波段,大气自身的发射也是大气效应中重要的部分。

3. 大气吸收与大气窗口

除大气散射外,电磁辐射能穿过大气时,还受到大气分子等的吸收作用,而使能量衰减。大气中有 3 种气体对太阳辐射能的吸收最有效。它们是臭氧(O_3)、二氧化碳(CO_2)和水汽(H_2O)。

- 臭氧(O_3)主要集中于 20~30 km 高度的平流层。它是由高能的紫外辐射与大气中的氧分子(O_2)相互作用生成的。 O_3 除了在紫外(0.22~0.32 μm)有个很强的吸收带外,在 0.6 μm 附近有一宽的弱吸收带,在远红外 9.6 μm 附近也有个强吸收带。虽然 O_3 在大气中含量很低,只占 0.01%~0.1%,但是 O_3 对地球能量平衡起重要作用, O_3 的吸收,阻碍了低层大气的辐射传输。

- 二氧化碳(CO_2)主要分布于低层大气。其在大气中的含量仅占 0.03%左右,人类的活动使之含量有所增加。 CO_2 在中—远红外区段(2.7、4.3、14.5 μm 附近)均有强吸收带。其中最强的吸收带出现在 13~17.5 μm 的远红外段。

- 水汽(H_2O),这里不包括固态水中的水滴。水汽一般出现在低空。大气中水汽的作用不同于 O_3 、 CO_2 。它的含量随时间、地点的变化很大(约从 0.1%~3%),而且水汽的吸收辐射是所有其他大气组分的吸收辐射的几倍。最重要的吸收带在 2.5~3.0 μm 、5.5~7.0 μm 和 >27.0 μm (在这些区段,水汽的吸收可超 80%)。在微波波段水汽在 0.94mm、1.63mm 及 1.35cm 外有三个吸收峰。

由于这些气体往往以特定的波长范围吸收电磁能量。因此,它们对任何给定的遥感系统影响很大。吸收的多少与波长有关。大气的选择性吸收,不仅能使气温升高,而且使太阳发射的连续光谱中的某些波段不能传播到地球表面。

图 1.8 为大气吸收与大气窗口示意图。图中表示地球大气的吸收作用引起的透射率与波长的关系。由于大气分子的吸收,使大气的透射率下降。考虑到各种气体吸收的综合影响,仅有某些波段大气的吸收作用相对较弱,透射率较高。这些能使能量较易透过的波段叫大气窗口。大气窗口的位置、范围及有效性取决于大气中主要吸收气体的吸收光谱。对于遥感而言,只有位于大气窗口的波段才能被用于生成遥感图像。在可见光—红外区段,常用的大气窗口有:0.3~1.3 μm 、1.5~1.8 μm 、2.0~2.6 μm 、3.0~4.2 μm 、4.3~5.0 μm 、8~14 μm 。在微波区段,主要采用的大气窗口为 8mm 附近和频率低于 20GHz 的波段。

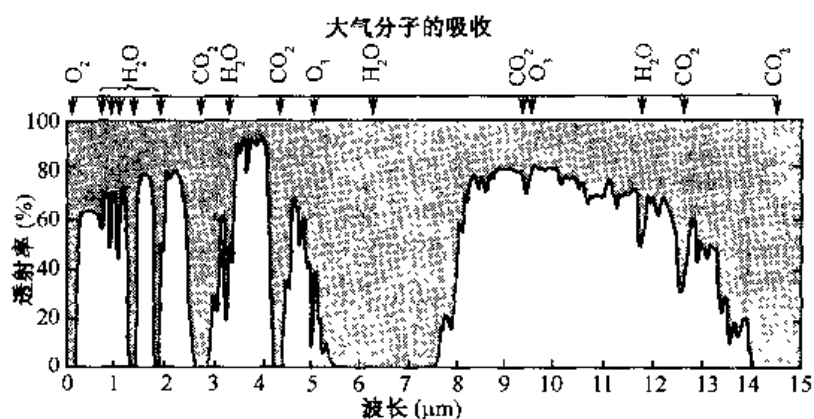


图 1.8 大气吸收与大气窗口^[3]

4. 大气衰减与大气纠正

1) 大气衰减

电磁波在大气中传播时，因大气的吸收和散射作用，使强度减弱，即被大气衰减。由此而引起的光线强度的衰减叫消光。在可见光波段，吸收作用小（仅 3%），消光主要是由散射引起的。大气对辐射的衰减作用，可用衰减系数 $k(\lambda, h)$ 表示，单位为 m^{-1} 。它是吸收系数 α 与散射系数 γ 之和。

若太阳辐照度为 E_0 ，经大气的路径为 x ，则穿过该大气路程后经大气衰减的辐照强度 E' 为

$$E' = E_0 e^{-kx} \quad (1.18)$$

大气衰减作用也可用透过率 τ 表示：

$$\tau = \frac{E'}{E_0} = e^{-kx} \quad (1.19)$$

式中： k 为衰减系数（即消光系数）； kx 为光学厚度或光学深度，当辐射强度减弱到 $1/e$ 时，光学厚度定义为 1。

大气衰减的数值取决于大气状况及电磁波的波长。图 1.9 是对美国标准的大气“洁净模型”模拟计算的结果^[5]。它显示了大气的散射、吸收和透射的程度随波长（从紫外到远红外 $0.2 \sim 100 \mu\text{m}$ 波段内）的变化。从图中可见，在特定波长中，吸收的影响具有很复杂的结构；散射的影响主要在约 $2.0 \mu\text{m}$ 以下，并随着波长的减小而单调增加（透过率减小）。在大气窗口内，大气的衰减作用主要是因散射引起的。大气对辐射信号的影响不仅表现在使辐射量发生衰减，大气本身的辐射对信号的影响也很大。

图 1.10 给出了大气综合效应的示意。图中显示了太阳辐射与大气、地面相互作用后到达遥感器的太阳反射辐射能的基本状况。大气以两种方式影响着传感器所记录的地面目标的“亮度”或“辐射亮度”。一是大气的吸收、散射作用使到达地面目标的太阳辐射能量和从目标反射的能量均衰减；二是大气本身作为一个反射体（散射体）的程辐射（path radiance）使能量增加，但它与所探测的地面信息无关。空中传感器所测得的地面目标的总辐射亮度 L ，应是经大气衰减后的地面目标辐射亮度 L_0 （它与地面目标

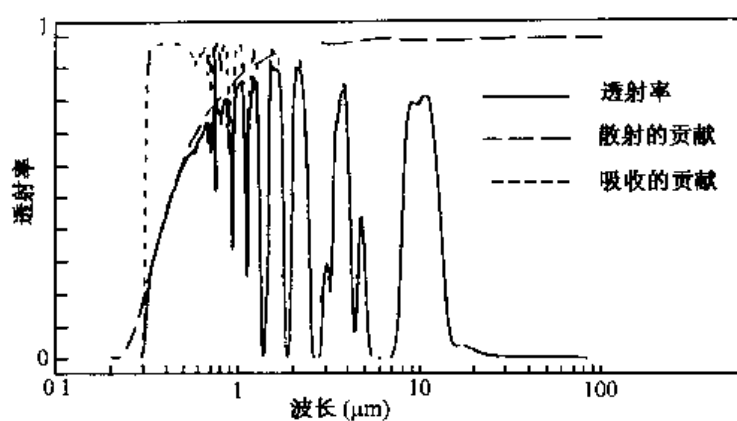


图 1.9 大气效应随波长的变化^[5]

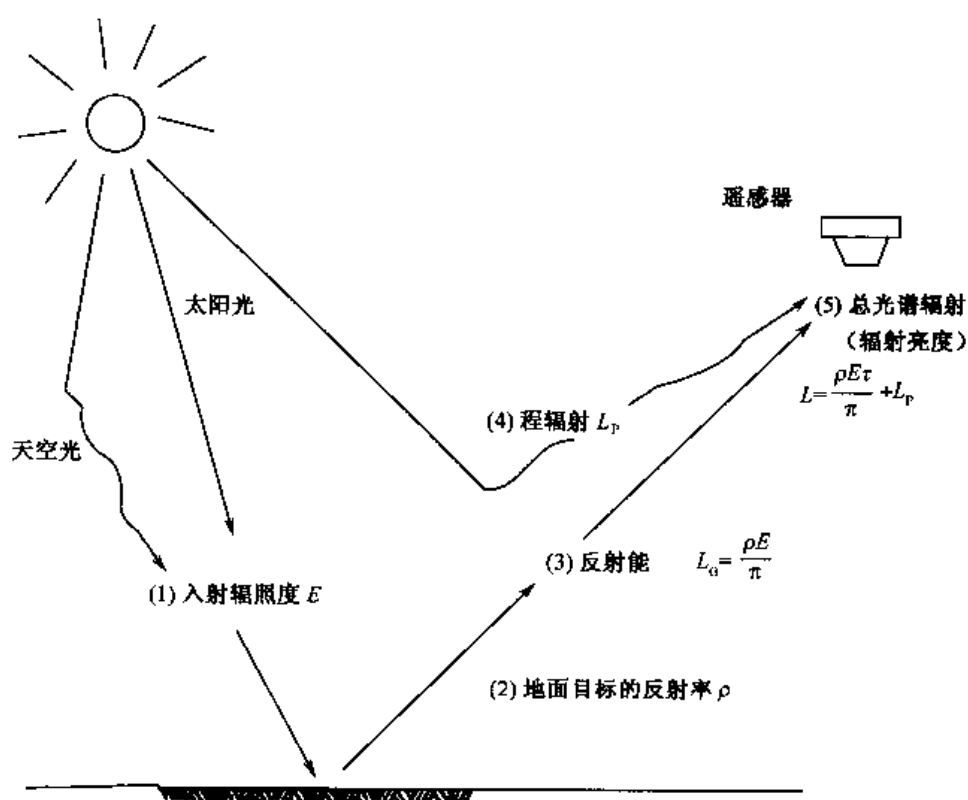


图 1.10 太阳辐射与大气的相互作用^[3]

的反射率 ρ 、地面入射辐照度 E 以及大气透射率 τ 有关) 和大气本身的程辐射 L_p 之和。可用数学的方式来表达这两种大气效应, 其表达式为

$$L = L_G \tau + L_p \quad (1.20)$$

而

$$L_G = \frac{\rho}{\pi} E$$

则

$$L = \frac{\rho E \tau}{\pi} + L_p \quad (1.21)$$

式中: L 为被遥感器测得的总光谱辐射值 (辐射亮度); L_G 为地面目标的辐射亮度; ρ 为地面目标的半球反射率; τ 为大气透射率; E 为地面目标的辐照度 (单位时间内, 单位面积上接收的辐射能量); L_p 为大气的程辐射 (与目标无关)。

图 1.10 还说明, 经大气衰减的地面辐照度 E 来源于太阳直射光 E_s 和天空漫射光 E_d , 即 $E = E_s + E_d$ 。后者为被大气散射的太阳光。它们与天气状况 (如: 晴朗、多雾、多云等)、大气层厚度等有关。此外, 辐照度还随太阳天顶角及日地距离的变化而变化。根据公式 (1.12), 再考虑大气衰减作用 (即大气透过率的影响), 则得

$$E_s = \frac{E_0}{D^2} \cos \theta \cdot \tau \quad (1.22)$$

式中: E_0 为太阳常数; D 为以日地平均距离为单位的日地距离; τ 为整个大气的透过率, θ 为太阳天顶角。

则

$$L_G = \frac{\rho}{\pi} \left(\frac{E_0}{D^2} \cos \theta \cdot \tau + E_d \right) \quad (1.23)$$

这里的 E_0 , E_s , E_d , τ , ρ 等大多数参数均是波长、空间、时间的函数, 且部分与大气状况及观察角度等有关。

2) 大气校正

遥感所利用的各种辐射能 (这里主指太阳短波辐射能) 均要与地球大气层发生相互作用——或散射、或吸收, 而使能量衰减, 并使光谱分布发生变化。大气的衰减作用对不同波长的光是有选择性的, 因而大气对不同波段的图像的影响是不同的。另外, 太阳—目标—遥感器之间的几何关系不同, 则所穿越的大气路径长度不同, 使图像中不同地区地物的像元灰度值所受大气影响程度不同, 且同一地物的像元灰度值在不同获取时间所受大气影响程度也不同。这对于 NOAA/AVHRR 这种大扫描角遥感数据尤为明显。消除这些大气影响的处理, 称为大气校正 (纠正)。大气校正是遥感影像辐射校正的主要内容, 是获得地表真实反射率必不可少的一步, 对定量遥感尤为重要。从以上公式 (1.20~1.23) 的分析表明, 大多数所用的参数均与波长、时间、地点、大气条件、大气层厚度、太阳高度角、观察角度等有关。因此, 对大气影响的精确校正是相当复杂的。

在对大气效应的纠正中, 大气中散射与吸收介质的特征是十分关键的问题。大气参数的随机性和非均匀分布, 加大了对大气参数的精确测定与计算的难度或产生较大误差。尤其是对那些在大气散射中起决定作用的气溶胶含量, 以及那些在大气吸收中起决定作用的水汽和气体成分含量的精确探测和估算相当困难。对于无云天气, 大气的气溶胶和水汽是对可见光和红外辐射传输影响最大、时空变化最大且难以确定的两个介质, 因而也是研究空间对地遥感的大气校正中至关重要的两个参数。

对于大气校正所需要的大气参数, 可以运用与 NOAA 同步的大气垂直探测器

TOVS 所提供的大气参数 (如大气水汽含量、温度、气压的垂直廓线) 加以反演, 其反演的大气温度垂直廓线误差小于 $+2.0\text{K}$ 、大气水汽垂直廓线误差小于 $+20\%$ [6]。此外, 可以通过地面气压测量来确定大气中常见气体 (N_2 、 O_2 、 CO_2 等) 的密度; 利用 Beer 定律或 London 表直接查找平流层臭氧含量; 通过测量大气中 CO_2 或分子氧 O_2 等已知气体的发射辐射推导大气温度; 通过探测与某种分子相关的谱线信号鉴定大气成分; 利用太阳辐射计所得的太阳直射辐射测量值以及对不同方向 (天顶角和方位角) 的天空漫射辐射测量, 借助辐射传输方程来推算气溶胶参数 (气溶胶光学厚度), 用全波段太阳直射辐射来确定大气气溶胶光学厚度以及用地面气象能见度和水汽压信息反演大气柱气溶胶光学厚度 [7]; 通过大量实际资料, 建立整层大气水汽含量与地面常规气象要素关系的经验表达式, 以推算整层大气水汽含量等等。为了提高大气参数的测定精度, 还发射了一系列有针对性、专门采集大气参数的遥感器。

目前, 国内外已提出了不少大气校正模型, 大致可以归纳为以下几种:

(1) 基于图像特征模型

此类大气校正并不需要进行实际地面光谱及大气环境参数的测量, 而仅利用遥感图像自身的信息就能对遥感数据进行定标。例如: 遥感图像波段间的数学变换如 NDVI、RVI 等, 可部分校正大气程辐射和因大气路径长度不同面产生的变形差异; 暗目标法——假设整幅图像的大气散射影响均一, 把“清水”当作暗目标 (dark object——反射率为“0”), 则直接把暗目标的像元值来取代大气程辐射; 平面场模型 FF (Flat Field)——在图像上选取光谱和地貌特征都均匀平滑的地物平均值, 以消除大气辐射衰减和仪器的零响应; 内在平均相对反射率模型 IARR (Internal Average Relative Reflectance)——根据整幅图像的光谱平均值对图像归一化处理, 再计算每个像元光谱曲线和平均光谱曲线的比值; 对数残差修正模型 LRC (Log Residual Correction)——经 Lyon 和 Lanz 修正后, 对太阳辐射衰减、大气影响及地形因子所带来的偏差都有所消除等。此外, 基于大气辐射传输模型的反射率迭代反演法, 以及地表反射率和地表温度解析反演法等等。基于图像特征方法仅适于较小范围, 且校正后的图像均存在不同程度的噪声。大气校正是相当复杂的, 但在许多遥感应用中, 往往并不一定需要绝对的辐射校正, 这种基于图像的相对校正就能满足其应用要求。

(2) 地面线性回归经验模型

即获取遥感影像上特定地物的灰度值及其成像时相应的地面目标反射光谱的测量值, 建立两者之间的回归方程式, 在此基础上对整幅遥感图像进行辐射灰度纠正。该模型计算简单、适用性强, 但需进行实地同步定标点的光谱测量, 且对地面定标点的要求较严格 (均匀表面、区域不宜过大等)。

(3) 大气辐射传输理论模型

辐射传输方程是描述电磁辐射在散射、吸收介质中传输的基本方程。电磁辐射能量在大气辐射传输过程中产生的正、负变化, 可以分别表示为:

a) 大气吸收与散射的消光作用 (能量减少)——大气衰减效应

$$dI = -\rho \cdot K \cdot I \cdot ds \quad (1.24)$$

式中: dI 为亮度的变化部分 (能量的变化量); I 为入射亮度, (即地面物体的反射、发射能量); ρ 为吸收/散射物质的密度; K 为消光系数, (即衰减系数) 包括吸收系数

与散射系数之和; ds 为光路长。

b) 大气热辐射作用 (能量增加)

$$dI = + \rho \cdot j \cdot ds = + \rho^2 \cdot B(T) \cdot ds \quad (1.25)$$

式中: B 为普朗克函数; ρ 为吸收物质密度; T 为大气的热力学温度 (K); j 为发射系数, $j = \rho \cdot B(T)$ 。

c) 天空散射作用, 使非目标物能量被接收 (能量增加) ——大气程辐射效应

$$dI = + \omega_0 \frac{k}{4\pi} \rho^2 \cdot ds \int_0^{4\pi} P(\Omega, \Omega') I(\Omega') d\Omega' \quad (1.26)$$

式中: ω_0 为单一散射反照率; ρ 为散射物质密度; P 为散射相位函数 (描述散射场角分布的散射相函数); Ω 为入射方向立体角; Ω' 为散射方向立体角; K 为消光系数。

实际上, 这里的大气程辐射效应包括了大气对太阳的单次 (后向) 散射及与背景相互作用后的多次散射。它是波长 λ 、大气厚度 x 、光学厚度 kx , 观测角度 θ' 的函数。

归纳公式 (1.24~1.26) 可得

$$\frac{dI}{ds} = \rho^2 B(T) + \omega_0 \frac{k}{4\pi} \rho^2 \int_0^{4\pi} P(\Omega, \Omega') \cdot I(\Omega') \cdot d\Omega' - \rho \cdot k \cdot I \quad (1.27)$$

大气辐射传输模型能较合理地处理大气散射、大气吸收、发射等过程, 且能产生连续光谱, 避免光谱反演的较大定量误差, 因而得到最广泛的应用。通常可以从大气辐射传输方程中, 反演出被探测参数的数值或沿路径的分布。若大气状态已知 (消光、发射可计算的话), 就可求出地表状态 (垂直地面的辐射亮度); 若已知地面状态, 则可求出大气状态。但是, 它需要对一系列的大气环境参数 (如大气光学厚度、温度、气压、湿度、大气分布状况等) 进行测量, 且纠正模式的准确性决定于输入的大气参数的准确性。

应用大气辐射传输模型进行遥感影像大气纠正需要解决两个关键问题: 一是有关大气介质特征数据的获取, 二是适用的大气辐射传输模型的研究。有了大气成分的光学特征值 (大气模型、气溶胶模型), 输入大气辐射传输方程, 则可精确计算出大气纠正参数 (如大气透过率、程辐射) 的数值解, 再通过计算每个像元的反射值, 以完成对整幅图像的纠正。

在遥感实际应用中, 大气辐射传输模型常需要进一步简化, 如: 假设地面为朗伯面 (完全漫反射)、排除云的存在、运用各种条件下的标准大气模式及大气气溶胶模式 (由长期实验数据积累和理论研究归纳而成) 等, 一旦模式确定, 便可计算一些重要的大气参数, 如大气透过率、大气程辐射等。

目前国内外学者发展了多种不同类型的大气辐射传输模型。如: 适用于遥感图像大气影响校正的 RADFIELD 辐射传输计算模型、参数化的向上亮度模式、以及广泛应用的 LOWTRAN-7、MODTRAN 大气辐射近似计算模型系列。后者不同于前两者使用光学参数, 而是直接使用大气物理参数, 且增加了多次散射的计算, 其应用范围较广。

尽管许多学者致力于大气纠正方面的研究, 提出了多种大气纠正方法, 但精度还不够。目前, 对海面上的大气纠正较为成熟, 精度高; 而陆地上的大气纠正问题尚未真正解决。这是因为海洋表面较均匀, 对某一波长其反射率近似一常数而不像陆地上地表反射率随地表状况变化而产生较大变化的影响; 且海面上大气分布状况较为稳定, 气溶

胶分布也随区域变化较少。

由于电磁辐射能在与大气、地面的相互作用中传输,因此在讨论遥感图像大气影响的校正时,地表特性的影响是不应忽视的。这里所说的“地表特性”主要指地表空间分布特性和地表方向反射特性。Tanre 等人^[8]在假设均一地表的前提下,描述了非朗伯反射地表情况下的大气影响理论,并提出了 5S (the Simulation of the Satellite Signal in the Solar Spectrum)、6S (the Second Simulation of the Satellite Signal in the Solar Spectrum) 模型;而 Kaufman 等人^[9]则暂不考虑地表方向反射,在假设垂直观测的前提下,描述了非均一地表条件下的大气影响理论,并给出相应的大气校正数学方法。显然,两者的结合是当前多角度遥感的需求,这方面的研究正在深入中。

下面以 6S 模型为例,说明大气辐射传输模型的基本原理与方法^[10-13]。

6S 大气校正模型,适用于可见光—近红外 (0.25~4μm) 的多角度数据。它对不同情况下(不同的遥感器,不同地面状况)太阳光在太阳—地面目标—遥感器整个传输路径中所受到的大气影响进行了描述。在基于地面 BRDF (二向性反射率分布函数,详见本章“与地表的相互作用”的方向反射一节)的大气校正算法中,大气顶层的可见光与近红外波段反射率可表示为^[11]

$$\begin{aligned} \rho_{\text{toa}} = \rho_0 + T_g \left[e^{-\tau/\mu_s} e^{-\tau/\mu_v} \rho_s \right. \\ + e^{-\tau/\mu_s} t_d(\mu_s) \bar{\rho} + e^{-\tau/\mu_v} t_d(\mu_v) \bar{\rho}' + t_d(\mu_s) t_d(\mu_v) \bar{\bar{\rho}} \\ \left. + \frac{(e^{-\tau/\mu_s} + t_d(\mu_s))(e^{-\tau/\mu_v} + t_d(\mu_v))S(\bar{\rho})^2}{1 - S\bar{\rho}} \right] \end{aligned} \quad (1.28)$$

式中: ρ_{toa} 为遥感器在大气顶部观测到的反射率; ρ_0 为大气程辐射反射率; ρ_s 为地面反射率; S 为大气底层向下的半球反射率; μ_s 为太阳天顶角的余弦值; μ_v 为卫星天顶角的余弦值; $e^{-\tau/\mu_s}$ 和 $t_d(\mu_s)$ 分别为到达地面的太阳直射光和经大气漫射光到达地面的大气透过率; $e^{-\tau/\mu_v}$ 和 $t_d(\mu_v)$ 分别为观测方向地面反射直达遥感器和经大气漫射光到达遥感器的大气透过率; τ 为大气衰减系数; $\bar{\rho}$ 、 $\bar{\rho}'$ 、 $\bar{\bar{\rho}}$ 分别为大气散射到地面的半球反射率、经地面散射到大气的地面半球反射率、和经大气与地面两次散射后的地面半球反射率,它们依赖于大气光学参数和地表反射特性; T_g 为大气中 O_3 、 H_2O 等气体对可见光、近红外波段的吸收率。

从式 (1.28) 可见,要求解地面反射率 ρ_s , 必须要得到一系列中间计算结果。其中地面目标对遥感器在大气顶层接受到信号的贡献可分解为以下 4 个部分 (图 1.11)^[10]:

- (a) 光线直接入射到地面并经地面直接反射到遥感器的部分 $e^{-\tau/\mu_v} \rho_s e^{-\tau/\mu_s}$;
- (b) 光线经大气散射到达地面并经地面直接反射到遥感器的部分 $t_d(\mu_s) \bar{\rho} e^{-\tau/\mu_v}$;
- (c) 光线直接入射到地面并经地面反射和大气散射到遥感器的部分 $e^{-\tau/\mu_v} \bar{\rho}' t_d(\mu_v)$;
- (d) 光线经大气散射到地面,并经地面反射和大气散射到遥感器的部分,以及地面与大气经多次相互散射到达遥感器的部分。

$$t_d(\mu_s) t_d(\mu_v) \bar{\bar{\rho}} + \frac{(e^{-\tau/\mu_s} + t_d(\mu_s))(e^{-\tau/\mu_v} + t_d(\mu_v))S(\bar{\rho})^2}{1 - S\bar{\rho}}$$

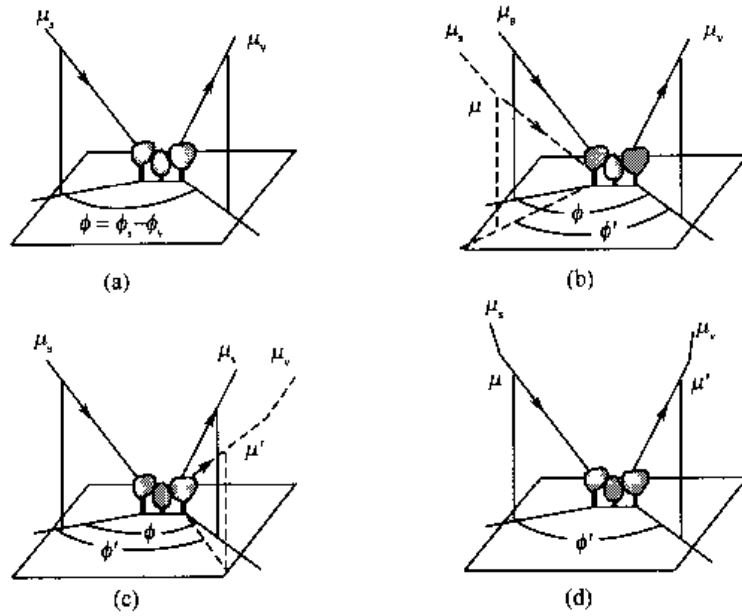


图 1.11 地-气相互作用示意图^[10]

这 4 部分之和表示了地面目标对遥感器信号的总贡献, 式 (1.27) 中 $e^{-\tau/\mu_s}$ 、 $t_d(\mu_s)$ 、 $e^{-\tau/\mu_v}$ 、 $t_d(\mu_v)$ 、 S 这 5 个参数只与大气条件有关而与具体的每个像元无关。 $\bar{\rho}$ 、 $\bar{\rho}'$ 、 $\bar{\bar{\rho}}$ 则与具体的像元有关, 对于每个像元都有对应的这 3 个值需要记录, 它们在 6S 软件中由输入的 BRDF 值计算出来, 另两个参数 T_g 、 ρ_0 也与像元无关, 而只与大气条件有关。获得以上这些参数就可求得 ρ_s 。

考虑到土地覆盖类型的变化, Hubaoxing 等^[12] 为了提高实际观测值的权重, 将式 (1.28) 改为

$$\begin{aligned} \rho_{\text{toa}} = \rho_0 + T_g \left\{ e^{-\tau/\mu_v} e^{-\tau/\mu_s} \rho_s \right. \\ + \rho_s \left[e^{-\tau/\mu_s} t_d(\mu_s) \bar{\rho}^* + e^{-\tau/\mu_v} t_d(\mu_v) \bar{\rho}'^* + t_d(\mu_s) t_d(\mu_v) \bar{\bar{\rho}}^* \right. \\ \left. \left. + \rho_s \frac{(e^{-\tau/\mu_s} + t_d(\mu_s))(e^{-\tau/\mu_v} + t_d(\mu_v)) S (\bar{\bar{\rho}}^*)^2}{1 - S \bar{\bar{\rho}}} \right] \right\} \end{aligned} \quad (1.29)$$

式中: $\bar{\rho}^* = \frac{\bar{\rho}}{\rho_s^m}$, $\bar{\rho}'^* = \frac{\bar{\rho}'}{\rho_s^m}$, $\bar{\bar{\rho}}^* = \frac{\bar{\bar{\rho}}}{\rho_s^m}$ 。

在此, ρ_s^m 是一个预测的地面反射率值, 由上一步反演的 BRDF 模型推算求得。式 (1.29) 是一个一元二次方程, 在得到 (1.28) 式中的参数与 ρ_s^m 后, 则可解出 ρ_s 值。当地面假定为朗伯体时, $\bar{\rho}^* = \bar{\rho}'^* = \bar{\bar{\rho}}^* = 1$, $\bar{\bar{\rho}} = \rho_s$ 方程 (1.29) 可改为

$$\rho_{\text{toa}} = \rho_0 + T_g \left[\rho_s \frac{(e^{-\tau/\mu_s} + t_d(\mu_s))(e^{-\tau/\mu_v} + t_d(\mu_v))}{1 - S \rho_s} \right] \quad (1.30)$$

式 (1.30) 中的 ρ_s 在 6S 软件中可以通过基于朗伯体地面的大气校正反演模式来获得。

在 6S 大气校正的软件中需要输入的主要参数有:

- 太阳天顶角、卫星天顶角、太阳方位角、卫星方位角, 也可以输入卫星轨道与

时间参数来替代。

- 大气组分参数, 包括水汽、灰尘颗粒度等参数。若缺乏精确的实况数据, 可以根据卫星数据的地理位置和时间, 选用 6S 提供的标准模型来替代, 如用“中纬度夏天”模型的标准大气组分等。

- 气溶胶组分参数, 包括水分含量以及烟尘、灰尘等在空气中的百分比等参数。若缺乏精确的实况数据, 可以选用 6S 提供的标准模型来替代, 如用“大陆模型”来描述标准大气的气溶胶组分等。

- 气溶胶的大气路径长度, 一般可用当地的能见度参数表示。

- 观测目标的海拔高度及遥感器高度。

- 光谱条件, 可以直接输入光谱波段范围, 也可以将遥感器波段作为输入条件。

- 其他参数, 若是基于朗伯体大气校正, 则采用式 (1.30) 直接输入像元的光谱值可得到经过朗伯体大气校正后的地面反射率; 若是基于 BRDF 大气校正, 在选择了二向性反射模型 (如 Ambrals、Rahman 模型等) 后, 则需要输入像元所对应的模型参数值, 并将反演的模型参数与其他大气参数 (地-气耦合因子、大气透过率、大气吸收率等) 一起作为输入, 通过 6S 大气校正模型软件经过迭代计算, 最终得到基于 BRDF 的大气校正图像, 推算出相应的方向反射率与反照率^[12,13]。

1.2.3 电磁波与地表的相互作用

电磁辐射能与地表的相互作用, 主要有三种基本的物理过程——反射、吸收、透射。

图 1.12 是以水体表面为代表来示意这个基本过程。应用能量守恒原理, 我们可将三者关系描述如下:

$$E_I(\lambda) = E_R(\lambda) + E_A(\lambda) + E_T(\lambda) \quad (1.31)$$

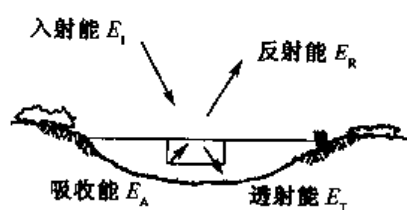


图 1.12 电磁辐射与地表的相互作用^[3]

式中: E_I 为入射能量; E_R 为反射能; E_A 为吸收能; E_T 为透射能; 它们均是波长的函数。此式为表达三者间相互作用的能量平衡方式。这里能量反射、吸收、透射的比例及每个过程的性质对于不同的地表特征是变化的。这种变化一方面依赖于地表特征的性质与状态, 如物质组成, 几何特征, 光照角度等, 我们可以根据这些差异在图像上识别不同的特征; 另一方面依赖于波长, 不同波长表现出不同特点的相互作用过程。因此在某个波谱范围内不易识别的两个物体, 可能在另一个波谱范围内易于识别。

1. 反射 (Reflection)

当电磁辐射能到达两种不同介质的分界面时, 入射能量的一部分或全部返回原介质的现象, 称之为反射。反射的特征可以通过反射能占入射能的比例, 即反射率的测定而量化。反射率是波长的函数, 故称为光谱反射率 $\rho(\lambda)$, 被定义为

$$\rho(\lambda) = \frac{E_R(\lambda)}{E_I(\lambda)} = \frac{\text{反射能}}{\text{入射能}} \times 100\% \quad (1.32)$$

式中： $\rho(\lambda)$ 以百分数表示，其值在0~1之间。

以太阳光作为入射光的半球反射率，称为反照率 (albedo)，即自然物体全波段半球反射率。物体的光谱反射率随波长变化的曲线称为光谱反射率曲线，它的形状反映了地物的波谱特征。反射率不仅是波长的函数，同时也是入射角、物体的电学性质（电导、介电、磁学性质等）以及表面粗糙度、质地等的函数。因此，对于遥感应用而言，任何物体的反射性质是揭示目标本质的最有用信息。我们常用的可见光—近红外遥感系统就是控制在反射能量的波谱范围内。地物反射波谱特征的研究，对遥感是十分重要的。这将在以后的有关章节中作专门讨论。

物体对电磁波的反射可表现为三种形式。如图 1.13 所示。

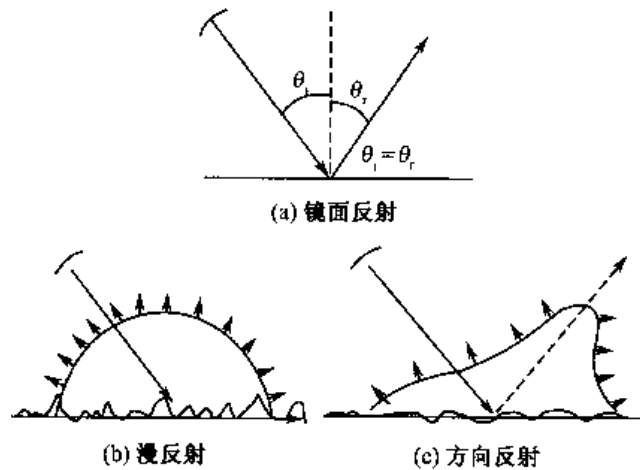


图 1.13 反射的三种形式

任一表面的反射特性是由其表面几何形态—粗糙度支配的，而粗糙度是相对于入射能的波长而言的，也就是依据表面几何形态与辐射波长的关系而定的。表面粗糙度是入射波长的函数。

关于表面粗糙度的瑞利判别准则是

$$h \leq \lambda / (8 \cos \theta) \quad (1.33)$$

式中： h 为某一平面以上的高度度量，以波长计； λ 为波长； θ 为入射角。满足以上判别标准的表面为光滑表面；反之，为粗糙表面。这将在微波遥感中进一步加以讨论。

1) 镜面反射 (Specular reflection)

当入射能量全部或几乎全部按相反方向反射，且反射角等于入射角，称为镜面反射。镜面反射分量是相位相干的，且振幅变化小，并有极化（偏振）。假若表面相对于入射波长是光滑的（ $\lambda \gg$ 界面粗糙度），则出现镜面反射。对可见光而言，在镜面、光滑金属表面、平静水体表面均可发生镜面反射；而对微波而言，由于波长较长，故马路面也符合镜面反射规律。

2) 漫反射 (Diffuse reflection)

当入射能量在所有方向均匀反射, 即入射能量以入射点为中心, 在整个半球空间内向四周各向同性的反射能量的现象, 称为漫反射, 又称朗伯 (Lambert) 反射, 也称各向同性反射。漫反射相位和振幅的变化无规律, 且无极化 (偏振)。

一个完全的漫射体称为朗伯体, 其电磁波的反射服从于朗伯余弦定律。从任何角度观察朗伯表面, 其反射辐射能量都相同。若表面相对于入射波长是粗糙的, 即当入射波长比地表高度小或比地表组成物质粒度小时, 则表面发生漫反射。对可见光而言, 土石路面、均一的草地表面均属漫射体。

漫反射面按朗伯余弦定律反射。朗伯余弦定律的表达式为

$$I(\theta) = I_0 \cdot \cos\theta \quad (1.34)$$

式中: θ 为观测方向与法线的夹角; $I(\theta)$ 为 θ 方向的辐射强度; I_0 为法线方向的辐射强度。

3) 方向反射 (Directional reflection)

朗伯体表面实际上是一个理想化的表面。它被假定为介质是均匀的、各向同性的, 并在遥感中多用以作为近似的自然表面。但事实上, 自然界大多数地表既不完全是粗糙的朗伯表面, 也不完全是光滑的“镜面”, 而是介于两者之间的非朗伯表面。其反射并非各向同性, 而具有明显的方向性, 即方向反射。镜面反射可以认为是方向反射的一个特例。

方向反射率是指对入射和反射方向严格定义的反射率, 即特定反射能量与其面上的特定入射能量之比。入射和反射方向的确定方法分别有微小立体角, 任意立体角, 半球全方向等 3 种。当入射、反射均为微小立体角时称为二向性反射。二向性反射是自然界中物体表面反射的基本宏观现象。即反射不仅具有方向性, 这种方向还依赖于入射的方向面异。也就是说, 随着太阳入射角及观测角度的变化, 物体表面的反射有明显的差异。这种差异不仅与两种角度有关还随物体空间结构要素的变化而变化^[14]。

实验表明: 对于有植被的陆面, 当入射角 $\theta_0 < 85^\circ$ 时, 其各向异性反射率 $R(k, \theta_0, \theta, \phi)$ 可从 0.6 变到 1.6; 当 $\theta_0 < 70^\circ$ 时, 假设在某特定观测条件下的测量辐射值可以代表给定 θ_0 条件下所有观测角度的反射辐射, 则由各向同性的假定所引起的误差可高达 300%。雪地和沙漠反射辐射的各向异性程度要比有植被覆盖的陆面小, 但由于这些下垫面具有高反射率, 使它们的反射辐射的绝对变化同样很大^[15]。

为了描述这种现象, Nicodemus (1977) 给出了二向性反射率分布函数 BRDF (Bidirectional Reflectance Distribution Function) 这一描述表面反射特性空间分布的基本参数。它被定义为

$$\text{BRDF}(\theta_i, \phi_i; \theta_r, \phi_r) = \frac{dL(\Omega_r)}{dE(\Omega_i)} = \frac{dL(\theta_r, \phi_r)}{dE(\theta_i, \phi_i)} \quad (1.35)$$

式中: θ_i 表示入射辐射天顶角; ϕ_i 表示入射辐射方位角; θ_r 表示反射辐射天顶角; ϕ_r 表示反射辐射方位角; Ω_i, Ω_r 分别表示在入射和反射方向上的两个微小立体角; $dE(\Omega_i)$ 表示在一个微小面积元 dA 上, 特定入射光 (θ_i, ϕ_i) 的辐照度 (入射的辐射通

量), 单位为 $\text{W} \cdot \text{m}^{-2}$; $dL(\Omega_r)$ 表示在一个微小面积元 dA 上, 特定反射光 (θ_r, ϕ_r) 的辐亮度 (反射的辐射通量), 单位为 $\text{W} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{Sr}^{-1}$ 。

图 1.14 显示了二向性反射现象的图解以及各参量的含义^[14]。

BRDF 是入射、反射两个方向的函数, 而空间的每一方向需要两个变量 (θ 和 ϕ) 来表征。为了简洁表达“二向因子”, 则以一个矢量形式表达 2π 立体角中某一 θ 天顶角、 ϕ 方位角所示方向。这样便把两个变量压缩成一个变量。如以 i 表示为入射方向 (θ_i, ϕ_i) 的矢量; r 表示为反射方向 (θ_r, ϕ_r) 的矢量。则 BRDF 模型可概念地表示为

$$\text{BRDF}(i, r, \lambda) = f[i, r, r(\lambda), s] \quad (1.36)$$

式中: λ 为波段 (或波长), s 为描述空间结构的参数集合, $r(\lambda)$ 为组分材料波谱特征, 它往往为遥感像元内几种材料波谱构成的矢量。

可见, BRDF 只取决于地物本身 [波谱特征 $r(\lambda)$ 、空间结构 s]、两个方向的变量 (i, r) 以及入射辐射通量空间分布函数。BRDF 虽能完善地描写一个表面的反射特性, 但很难测量。因而, 往往采用另一种描写表面反射特性的物理量——二向反射因子 (BRF) 来替代。它被定义为: 在一定的辐照和观测条件下, 目标的反射辐射通量与处于同一辐照和观测条件的标准参考面 (理想朗伯反射体) 的反射辐射通量之比。即

$$\text{BRF} = \frac{dL_T(\theta, \phi, \lambda)}{dL_P(\theta, \phi, \lambda)} \quad (1.37)$$

BRF 较易被测量, 且在一定假定条件还可与 BRDF 联系。当 Ω_i 与 Ω_r 均趋于无穷小时, 则在数值上 BRF 为 BRDF 的 π 倍, 即

$$\text{BRF} = \frac{dL_T}{dL_P} = \frac{dL_T}{dE/\pi} = \pi(\text{BRDF}) \quad (1.38)$$

这为测定目标物的 BRDF 值提供了一条现实可行的通道。

为了进一步研究二向性反射过程, 国内外学者发展了一系列 BRDF 模型, 如 SAIL、Rouyeau、Walthall (1985)、Li-Satrahler (1988, 1995)、Verstraete、Rahman 等模型; 并着重研究了植物冠层的 BRDF 模型, 如 Ross、Suits (1972)、Nilson (1971)、Kimes (1982)、Kuusk (1985)、Goel (1987)、Li-Satrahler (1988) 等。尽管这些模型针对性不同, 基本假设条件有别, 但它们都可归结为辐射传输模型 (RT)、几何光学模型 (GO)、混合模型 (GO-RT)、及计算机模拟模型等四大类别。它们各有优势、各有局限。这些研究涉及到多方面内容, 是遥感前沿性的基础研究。许多问题还有待于深入探讨。在这里我们主要说明方向反射的概念及在多角度定量遥感研究中的重要性, 进一步的论述请参看第 11 章“定量遥感”的有关内容。

随着多角度遥感的发展, BRDF 模型的深化。通过 BRDF 模型 (前向模型、正模型) 以及参数反演模型 (逆转模型), 可以反演、分离、提取地表物理参数 $[r(b)]$ 和空间结构参数 (s)。如: 地表反照率、地表粗糙度、植被覆盖度、土壤湿度以及植被的叶

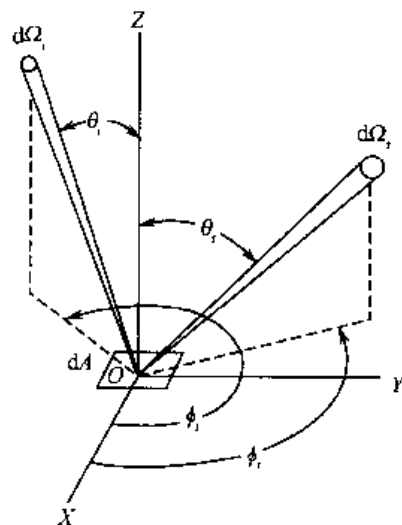


图 1.14 二向性反射(BRDF)图解

面指数、叶面倾角分布等。在给定入射光 (θ_i, ϕ_i) 和观测方向 (θ_r, ϕ_r) 的条件下, 由于地物的空间结构信息对于不同波段的电磁波具有相同的特性, 因而地物结构参数往往可以成为多波段遥感信息与多角度遥感信息之间相联系的纽带, 是定量遥感必须研究的重要参数。

2. 透射 (Transmission)

当电磁波入射到两种介质的分界面时, 部分入射能穿越两介质的分界面的现象, 称为透射。透射的能量穿越介质时, 往往部分被介质吸收并转换成热能再发射。这将在第4章“热红外遥感”中加以讨论。

介质透射能量的能力, 用透射率 τ 来表示。它被定义为透过物体的电磁波强度(透射能)与入射能量之比。对同一物体, 透射率是波长的函数。

对于摄影遥感系统, 胶片和滤光片的透射率是个十分关键的参数。自然界中, 人们最熟悉的是水体的透射能力。这是因为人们可以直接观察到可见光谱段辐射能的透射现象。然而, 可见光以外的透射, 虽人眼看不见, 但它是客观存在的, 如植物叶子对可见光辐射是不透明的, 但它能透射一定量的红外辐射。微波的透射能力强, 它与地面的相互作用常表现为体散射, 这将在第5章“微波遥感”中加以讨论。

参 考 文 献

- [1] Campbell James B., 1987, Introduction to Remote Sensing, The Guilford Press, New York, London.
- [2] 吕斯骅, 1981, 遥感物理基础, 商务印书馆.
- [3] Lillesand Thomas M. & Kiefer Ralph W., 1994, Remote Sensing and Image Interpretation (3rd Ed), John Wiley & Sons, Inc.
- [4] [美]摄影测量学会, 汤定元、陈宁楠等译, 1979, 遥感手册(第一分册), 国防工业出版社.
- [5] [日]遥感研究会, 刘勇卫、贺雪鸿译, 1993, 遥感精解, 测绘出版社.
- [6] Zhao B. L., Zhu Y. G. et al., 1993, Meteorological Satellite TIROS-N / TOVS Remote Sensing of Atmospheric Property and Clouds, *Advance in Atmospheric Science*, 10(4):387-392.
- [7] 邱金恒, 1997, 大气气溶胶光学厚度的宽度消光遥感方法及其应用, *遥感学报*, 1(1):15-22.
- [8] Tanre D. et al., 1992, Atmospheric Coorection Algorithm for NOAA-AVHRR Products: Theory and Application, *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, 30(2):231-248.
- [9] Kaufman Y. M. & Sendra C., 1988, Algorithm for automatic atmospheric coorections to visible and near-infrared satellite imagery. *Int. J. Remote Sens.* 9:1357-1381.
- [10] Vermote E. F. et al., 1994, Second Simulation of the Satellite Signal in the Solar Spectrum (6s) 6s User Guide Version 01, NASA Goddard Space Flight Center-Code 923 Greenbelt MD 207711.
- [11] Vermote. E. F. et al., 1997, Second Simulation of the Satellite Signal in the Solar Spectrum: An overview, *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, 35:675-686.
- [12] 胡宝新、Wolfgang Wanner、李小文、Alan H. Strahler, 1997, 表面 BRDF 反射率大气校正的敏感度分析, *遥感学报*, 1(增刊):191-196.
- [13] 龙飞、赵英时, 2002, 多角度 NOAA 卫星数据地面 BRDF 反射率的大气校正, *遥感学报*, 6(3):173-178.
- [14] 李小文、王锦地, 1995, 植被光学遥感模型与植被结构参数化, 科学出版社.
- [15] 刘玉洁、杨忠东等, 2001, MODIS 遥感信息处理原理与算法, 科学出版社.
- [16] [美] Elachi C., 王松皋等译, 1995, 遥感的物理学和技术概论, 气象出版社.
- [17] 陈述彭, 1990, 遥感大辞典, 科学出版社.
- [18] 陈述彭、童庆禧、郭华东, 1998, 遥感信息机理研究, 科学出版社.

- [19] 张仁华,1996,实验遥感模型及地面基础,科学出版社.
- [20] 金亚秋,1993,电磁散射和热辐射的遥感理论,科学出版社.
- [21] 童庆禧,1990,中国典型地物波谱及其特征分析,科学出版社.
- [22] 李小文、汪骏发、王锦地、柳钦火,2001,多角度与热红外对地遥感,科学出版社.
- [23] 龙飞、赵英时、徐建春,2000,多角度 NOAA 数据方向信息提取的方法研究,遥感学报,4(增刊):101-105.

第2章 遥感数据源

地表目标反射、发射的电磁辐射能经与大气、地表相互作用后,被各种遥感仪器所接收并记录下来。这些记录着地表目标电磁辐射数量与性质变化的遥感数据,直接或间接地提供了许多基本的生物、物理、地学变量和变量组合,如地理位置、地形高度、植被、水体、人工建筑、表面温度、表面湿度、表面粗糙度、土地覆盖度等,成为解释目标性质和现象的很有价值的数据库。

各种遥感系统以主动或被动方式采集数据,在评价和讨论它们各自的特点之前,有必要就遥感数据及遥感研究对象的特征作一个概括地论述。

§ 2.1 遥感数据的特征

遥感技术的发展、遥感采集手段的多样性,观测条件的可控性,确保了所获得的遥感数据的多源性,即多平台、多波段、多视场、多时相、多角度、多极化等。

从这个意义上可以认为遥感数据是“多维的”。这种多维性可以通过不同的分辨率和特性来度量和描述。

2.1.1 空间分辨率及几何特征

1. 空间分辨率 (Spatial Resolution)

遥感器可以放置在太空站、轨道卫星、航天飞机、航空飞机、高塔、遥感车等不同的遥感平台上。这些不同平台的高度、运行速度、观察范围、图像分辨率、应用目的等均不相同,它们构成了一个对地球表面观测的立体观测系统。

选择平台的主要依据是地面分辨率,又称空间分辨率。前者是针对地面而言,指可以识别的最小地面距离或最小目标物的大小。后者是针对遥感器或图像面言的,指图像上能够详细区分的最小单元的尺寸或大小,或指遥感器区分两个目标的最小角度或线性距离的度量。它们均反映对两个非常靠近的目标物的识别、区分能力,有时也称分辨力或解像力。一般可有三种表示法^[1]:

(1) 像元 (pixel)。指单个像元所对应的地面面积大小,单位为米 (m) 或公里 (km)。如美国 QuickBird 商业卫星一个像元相当地面面积 $0.61\text{m} \times 0.61\text{m}$, 其空间分辨率为 0.61m ; Landsat/TM 一个像元相当地面面积 $28.5\text{m} \times 28.5\text{m}$, 简称空间分辨率 30m ; NOAA/AVHRR 一个像元约相当地面面积 $1100\text{m} \times 1100\text{m}$, 简称空间分辨率 1.1km (或 1km)。像元是扫描影像的基本单元,是成像过程中或用计算机处理时的基本采样点,由亮度值表示。

对于光电扫描成像系统,像元在扫描线方向的尺寸大小取决于系统几何光学特征的

测定, 而飞行方向的尺寸大小取决于探测器连续电信号的采样速率。

(2) 线对数 (line pairs)。对于摄影系统而言, 影像最小单元常通过 1mm 间隔内包含的线对数确定, 单位为线对/mm。所谓线对指一对同等大小的明暗条纹或规则间隔的明暗条对。

(3) 瞬时视场 (IFOV)。指遥感器内单个探测元件的受光角度或观测视野, 单位为毫弧度 (mrad)。IFOV 越小, 最小可分辨单元 (可分像素) 越小, 空间分辨率越高。IFOV 取决于遥感器光学系统和探测器的大小。一个瞬时视场内的信息, 表示一个像元。然而, 在任何一个给定的瞬时视场 (IFOV) 内, 往往包含着不止一种地而覆盖类型。它所记录的是一种复合信号响应。因此, 一般图像包含的是“纯”像元和“混合”像元的集合体, 这依赖于 IFOV 的大小和地面物体的空间复杂性。

这三种表示法意义相仿, 只是考虑问题的角度不同, 它们可以相互转换。例如, 若 IFOV 为 2.5m rad 时, 从 1000m 高度上拍摄的图像的地面投影单元的大小为 2.5m × 2.5m。事实上, 空间分辨率所表示的尺寸、大小, 在图像上是离散的、独立的, 是可以识别的。它反映了图像的空间详细程度, 而这种空间详细程度受到选择的遥感器, 记录图像的高度等因素的影响。

一般说来, 遥感器系统的空间分辨率越高, 其识别物体的能力越强。但是实际上每一目标在图像的可分辨程度, 不完全决定于空间分辨率的具体值, 而是和它的形状、大小, 以及它与周围物体亮度、结构的相对差异有关。例如: Landsat / MSS 的空间分辨率为 80m, 但是宽度仅 15~20m 的铁路甚至仅 10m 宽的公路, 当它们通过沙漠、水域、草原、农作区等背景光谱较单调或与道路光谱差异大的地区, 往往清晰可辨。这是因它独特的形状和较单一的背景值所致。可见, 空间分辨率的大小, 仅表明影像细节的可见程度, 但真正的识别效果, 还要考虑环境背景复杂性等因素的影响。

经验证明^[2], 遥感器系统空间分辨率的选择, 一般应选择小于被探测目标最小直径的 1/2。比如, 若要识别公园内的橡树, 则可以接受的最小空间分辨率应是最小橡树直径的一半。不过, 若橡树与背景特征间光谱响应差异很小, 这种经验方法所推算的空间分辨率也不能保证成功。

设计成像遥感器系统时, 选择空间分辨率是必须考虑的重点。对于摄影系统, 空间分辨率是影响信息数量和质量的主要因素, 它直接传递景物的空间结构信息, 由此可以再推断出有关该景物的大量信息。对于扫描系统, 空间分辨率决定了根据所获得的数据组能直接确定的信息类别。比如, NOAA/AVHRR 空间分辨率 1.1km 的数据可以用于分析农、林、牧等信息类别; 而 Landsat/TM 空间分辨率 30m 的数据可以对上述的林地的子类别, 如针叶林、阔叶林、混交林等进行分析。

2. 几何特征

每张遥感图像与所表示的地表景观特征之间有特定的几何关系。这种几何关系是由遥感仪器的设计、特定的观测条件、地形起伏和其他因素决定的。

地面目标是个复杂的多维模型。它有其一定的空间分布特征 (位置、形状、大小、相互关系)。从地面原型 (一个无限的、连续的多维信息源), 经遥感过程转为遥感信息 (一个有限化、离散化的二维平面记录) 后, 受大气传输效应和遥感器成像特征的影响,

这些地面目标的空间特征被部分歪曲，发生变形。

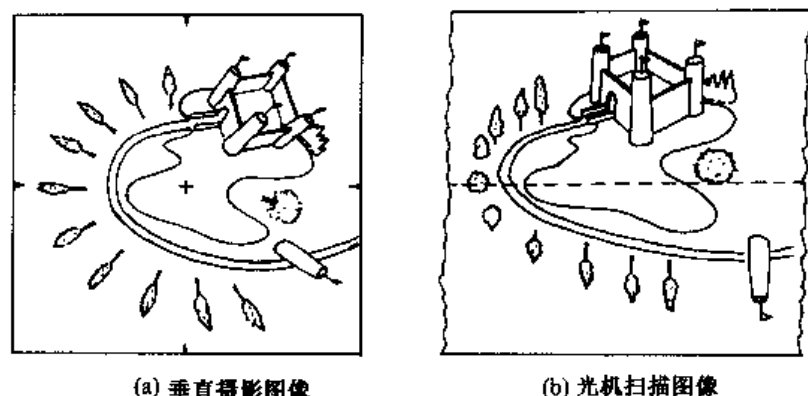


图 2.1 不同遥感系统图像变形^[3]

图 2.1 显示了摄影图像与扫描图像上像点位移的差别。(a) 为垂直摄影的图像，属地面中心投影。像点位移是从中心点向四周发射状，且越往边缘变形越大；(b) 为扫描图像，属多中心投影。由于扫描仪往返扫描，像点位移主要在与天底线垂直方向上变化，且越往扫描角边缘变形越大。可见，不同遥感器的几何成像机理不同，几何畸变的性质也不同，与地面目标的几何形态关系也不同。

这里以多光谱扫描仪 MSS 为例加以说明。

畸变原因	几何畸变	畸变大小 (m)	畸变原因	几何畸变	畸变大小 (m)
滚动		$\Delta X \leq 6400$	地球自转引起的歪斜		$\Delta Y \leq 6480$
俯仰		$\Delta Y \leq 6400$	扫描时间内的歪斜		$\Delta Y \approx 210$
航偏		$\Delta Y \leq 960$ $\Delta X \leq 5$	扫描镜旋转速度		$\Delta X \approx 400$

图 2.2 陆地卫星 MSS 图形的几何畸变

图 2.2 显示了 MSS 几何畸变的主要原因及大小。从图中可见，这些几何畸变有的是由于卫星的姿态、轨道，地球的运动和形状等外部因素所引起的；有的是由于遥感器本身结构性能和扫描镜的不规则运动、检测器采样延迟、探测器的配置、波段间的配准失调等内部因素所引起的；也有的则由于纠正上述误差面进行一系列换算和模拟而产生的处理误差。这些误差有的是系统的，有的是随机的；有的是连续的，有的是非连续性的，十分复杂。尽管遥感图像的几何误差原因多种多样，并且不断变化，它们构成了遥

感图像所固有的几何特性,但是它们大部分可以通过几何纠正来加以消除或减小。这将在第6章“遥感图像解译与处理”中加以讨论。

遥感图像的定位,一般是通过卫星跟踪系统所提供的卫星参数(轨道与姿态参数),根据卫星轨道公式进行的。由于所提供的卫星参数尚不足以精确的确定每个像元的地理位置,所以经以上校正后,其残余误差仍不小。也就是说,卫星参数仅能反映遥感数据的粗略位置和状态,其定位精度不够。人们若需要得到高定位精度的遥感数据,一方面是通过地面控制点参数,研究和改进遥感图像几何精纠正的方法;另一方面发展一系列用于提高定位精度的相关技术,如轨道参数与姿态参数的量测技术、微波或激光测距技术、全球定位系统(GPS)技术等,使遥感器接收到的遥感原始图像定位精度大大提高;同时,通过多角度观测技术、同轨或异轨的立体观测技术获取地面三维信息,生成DEM来消除地形影响,提高定位精度。此外,遥感器数据获取方式的改善,如从光机扫描到CCD推帚式、遥感器件的几何稳定性大大提高,几何性能也得以改善。

2.1.2 光谱分辨率

1. 电磁波谱

电磁波谱是按电磁波在真空中的波长或频率来划分的。它包括从无线电波、微波、红外光、可见光、紫外光、X射线、 γ 射线、宇宙射线等。波谱区的划分没有明确的物理定义,因而界线并非严格、固定,是一种相互渗透的过渡关系。

不同波长的电磁波产生的方法及与物质的相互作用有很大差异。如,微波是分子转动引起的;红外光是靠分子振动-转动跃迁辐射引起的;近紫外到近红外的辐射是原子及分子的外层电子能量跃迁所造成的;远紫外与X射线是分子或原子的内层电子跃迁所产生的; γ 射线是原子核内状态的变化所造成的。

图2.3显示了电磁辐射能源与大气吸收特征、遥感系统之间的相互关系。(a)反映能源,即由太阳和地面发射能量的光谱分布;(b)反映大气效应与大气窗口;(c)反映遥感系统所利用的波段范围。它必须位于大气窗口内,并对应于相关的电磁辐射能源。

遥感所利用的电磁波谱范围主要是紫外UV($0.3 \sim 0.38\mu\text{m}$)—可见光VIS($0.38 \sim 0.74\mu\text{m}$)—近红外NIR($0.74 \sim 1.3\mu\text{m}$)—短波红外SWIR($1.3 \sim 3\mu\text{m}$)—中红外($3 \sim 6\mu\text{m}$)—远红外FIR($6 \sim 15\mu\text{m}$)—微波MW($1\text{mm} \sim 1\text{m}$)。其中紫外—远红外($0.3 \sim 15\mu\text{m}$)为光学波段,它又包括紫外—短波红外的反射波段($0.3 \sim 3\mu\text{m}$)以及发射红外波段($3 \sim 15\mu\text{m}$)。前者,遥感器所接收的能量主要来自太阳辐射和地面物体的反射辐射,其中的紫外—近红外波段($0.3 \sim 0.9\mu\text{m}$)又称摄影波段,可用之直接摄影成像,只是紫外(UV)容易被大气吸收与散射,遥感用得不多;后者,遥感器所接收的能量主要来自地面物体自身的发射辐射,它直接与热有关,所以又被称为热红外波段。当然它也接收部分的太阳辐射和地物的反射辐射。其中 $6.0 \sim 8.0\mu\text{m}$ 由于水汽的强吸收而非大气窗口,遥感难以利用。

不同波长的电磁波与物质的相互作用有很大差异。也就是物体在不同波段的光谱特征差异很大。因此,人们研制各种不同的探测器,设计多种不同的波谱通道来采集信息。如,在红外区($3 \sim 5\mu\text{m}$ 和 $8 \sim 14\mu\text{m}$)两个窗口,可利用热扫描仪等遥感器探测和

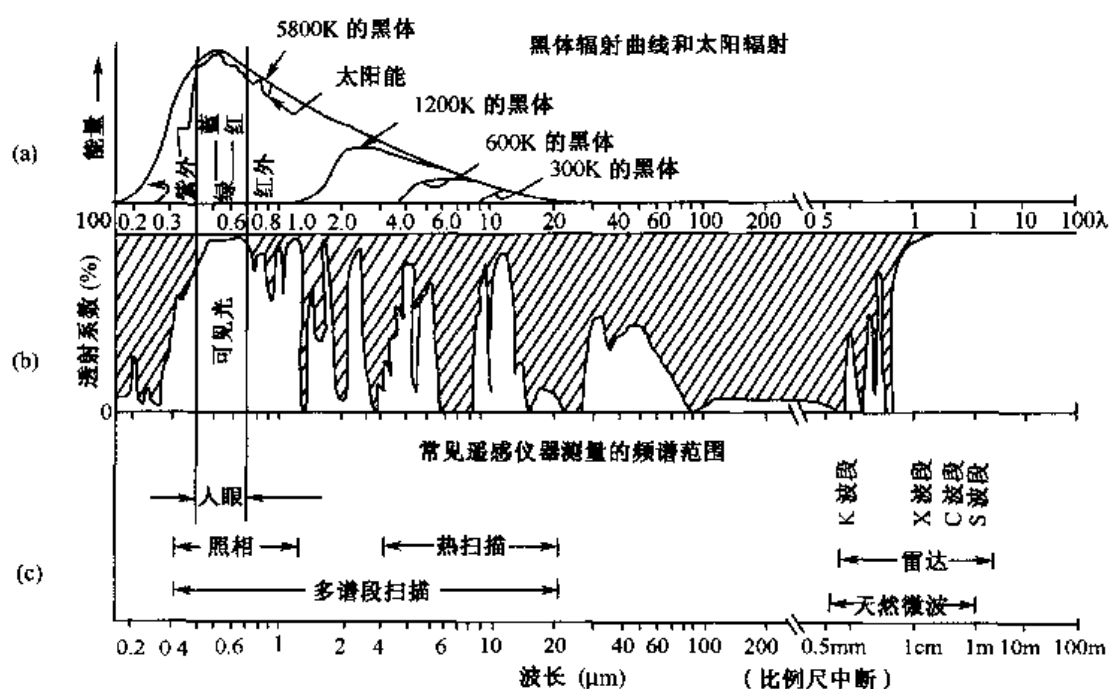


图 2.3 遥感系统的电磁波谱范围^[3]

感应辐射能量的光谱差异。多光谱扫描仪可以通过从可见光到热红外不同的狭窄波段区感应能量。而雷达和被动微波系统运用 1mm~1m 的大气窗口。可见，人们针对特定遥感任务选择传感器时，必须考虑：①传感器可用的光谱灵敏度；②需感应的波谱段是否在大气窗口内；③这些波谱段内，可用能量的能源大小及光谱组成；④针对特定遥感任务，传感器波谱区间的选择必须基于能量与地表特征相互作用的方式^[2]。

2. 光谱分辨率 (Spectral Resolution)

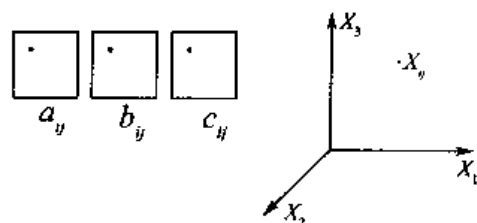
遥感信息的多波段特性，多用光谱分辨率来描述。光谱分辨率指传感器所选用的波段数量的多少、各波段的波长位置、及波长间隔的大小。即选择的通道数、每个通道的中心波长、带宽，这三个因素共同决定光谱分辨率。

比如，对于黑/白全色航空像片，照相机用一个综合的宽波段 (0.4~0.7 μm ，波段间隔为 0.3 μm) 记录下整个可见光红、绿、蓝的反射辐射；Landsat/TM 有 7 个波段，能较好的区分同一物体或不同物体在 7 个不同波段的光谱响应特性的差异，其中以 TM3 为例，传感器用一个较窄的波段 (0.63~0.69 μm ，波段间隔为 0.06 μm) 记录下红光区内的一个特定范围的反射辐射；而航空可见、红外成像光谱仪 AVIRIS，有 224 个波段 (0.4~2.45 μm ，波段间隔近 10nm)，可以捕捉到各种物质特征波长的微小差异。可见，光谱分辨率越高，专题研究的针对性越强，对物体的识别精度越高，遥感应应用分析的效果也就越好。但是，面对大量多波段信息以及它所提供的这些微小的差异，人们要直接地将它们与地物特征联系起来，综合解译是比较困难的，而多波段的数据分析，可以改善识别和提取信息特征的概率和精度。

分波段记录的遥感图像，可以构成一个多维向量空间，空间的维数就是采用的波段数。如，选用 3 个波段，构成一个三维特征空间。图像上的一个像元，在各波段上均有

一个光谱数值 a_{ij} , b_{ij} , c_{ij} (i, j 分别为该像元的行、列号)。每个像元在各波段的图像数据 (亮度值) 构成一个多维向量, 它们对应于多维空间上的一个点, 用 X_{ij} 向量表示。

$$X_{ij} = \begin{bmatrix} a_{ij} \\ b_{ij} \\ c_{ij} \end{bmatrix}$$



相同类型的地物则形成空间中的点集, 不同类型的地物构成空间上不同的点集。遥感图像分类、模式识别的实质就是选择有效的判别函数来区分这些不同的点集, 也就是把不同类型的目标区别开来。

图 2.4 说明多光谱数据的处理与分析过程^[4]。

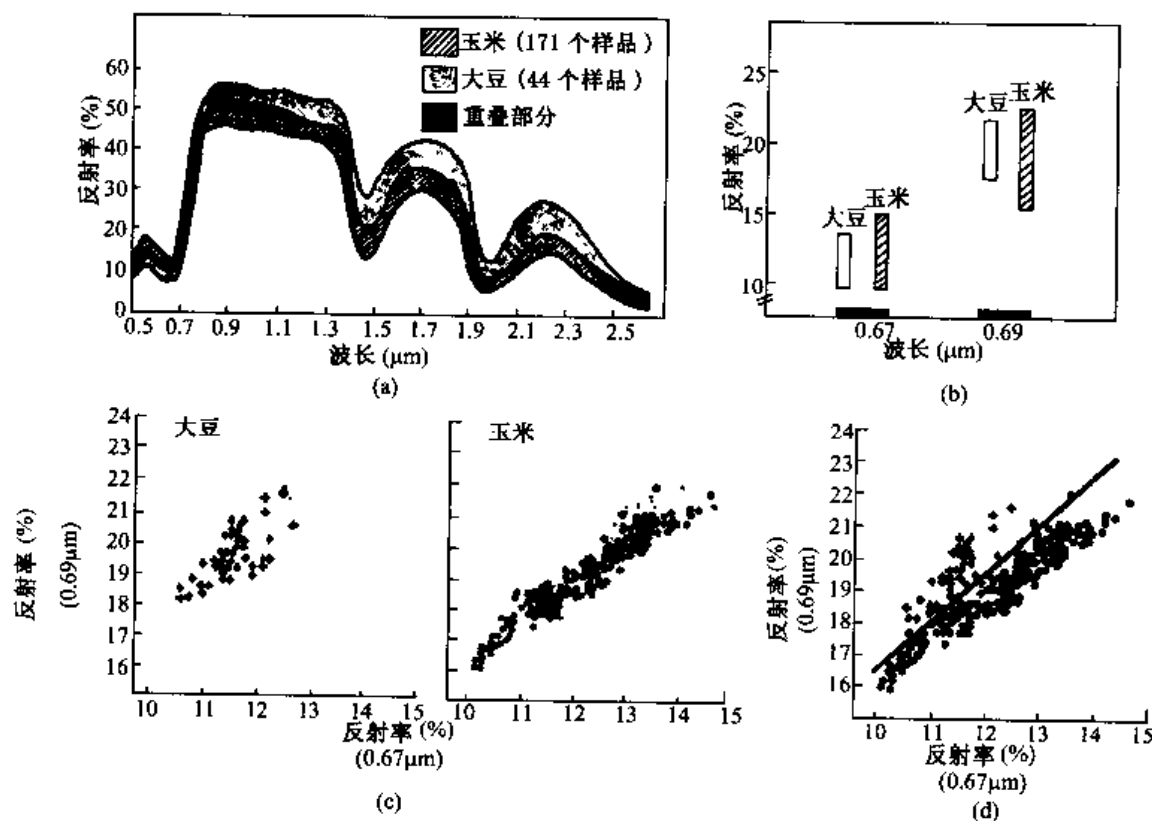


图 2.4 多光谱数据的处理分析^[4]

(a) 是玉米和大豆叶子反射率的实验室测量结果。图中两种不同图案分别表示 171 个玉米样品和 44 个大豆样品的测量结果, 黑色区域为两者的重叠部分。从图上可见两者光谱特征十分相似, 并有相当部分的重叠。可是, 在 $1.7\mu\text{m}$ 区间, 两者光谱数值有明显的分离。若利用 $1.7\mu\text{m}$ 区间的光谱数据进行分类时, 只需通过一个简单的“密度分割”处理, 把反射率大于 37% 的数据点作为大豆, 小于 37% 的数据点作为玉米, 便将它们区分开来。这是单波段数据的单变量方法。但是在 $0.7\mu\text{m}$ 附近, 这两种作物光谱重叠最大, 显然用这种简单方法无法区分。

(b) 是玉米和大豆在两个波段 ($0.67\mu\text{m}$, $0.69\mu\text{m}$) 的数据分布。两种作物在这两个区间内重叠很大, 若将它们各以相应的单波段影像显示, 必然十分相似而难以区分。

但是, 若利用这两个波段数据进行统计分析情况就不同了。尽管它们在各单波段内重叠很大, 仅有微弱的差异, 还是能够将它们区分开来。

(c) 是把这两种作物的数据分别绘制在多变量空间(二维特征空间)中, 便能观察到两者在多维空间的实际分布状况。同一类作物在多维空间中构成空间中的点集。

(d) 是将这两组数据绘制在同一个坐标系统中。这样通过多波段数据的多变量方法处理后, 原有的微小差异得到部分增强, 则大豆、玉米在二维空间中的点集分别分布在坐标系的偏左上方和中部, 只要用一个线性判别函数就可以将它们基本区分开来。这是因为把数据表示在多变量空间内, 通过多波段数据的多变量方法处理后, 能反映这两个波段光谱数据间的内在关系, 能区分; 而前者, 则是把数据表示在多个单变量空间内, 无法表示光谱波段间的这种内在关系, 故无法区分。可见, 多波段数据的利用, 是进行专题特征提取和定量分析的前提, 它大大提高了遥感应用分析的效果。

这里要说明的是, 多波段并非简单的越多越好, 而要区别对待。波段分得越细, 各波段数据间的相关性可能越大, 增加数据的冗余度, 往往相邻波段区间内的数据相互交叉、重复, 而未必能达到预期的识别效果。同时, 波段越多, 数据量越大, 也给数据传输、处理和鉴别带来新的困难。因而, 对于航天遥感, 成本比航空遥感高得多, 往往要考虑多方受益, 要有一定的应用范围, 则遥感器光谱分辨率的确定必须要综合考虑多种因素, 通过大量实验数据, 最后总结归纳而成。如, TM 波段选择, 便是美国 NASA 委托密执安环境研究所及普渡大学遥感实验室对 TM 的波段设计 and 应用效果进行大量的预研究。他们利用美国 289 个试验场进行各种应用目的的遥感模拟飞行试验, 较系统地对遥感器最佳波段、空间分辨率、辐射响应等主要参数进行评价, 从而保证了 TM 数据的科学性、先进性。

下而的例子也可从理论和实验中证明这一点^[4]。这里, 我们引入测量复杂度的概念。在多波段情况下, 测量复杂度对应于被记录到的亮度级数 m 的 k 次方, 其中 k 为波段数。也就是说, 所采用的波段数和每个波段内的亮度级数越多, 则测量复杂度越高。

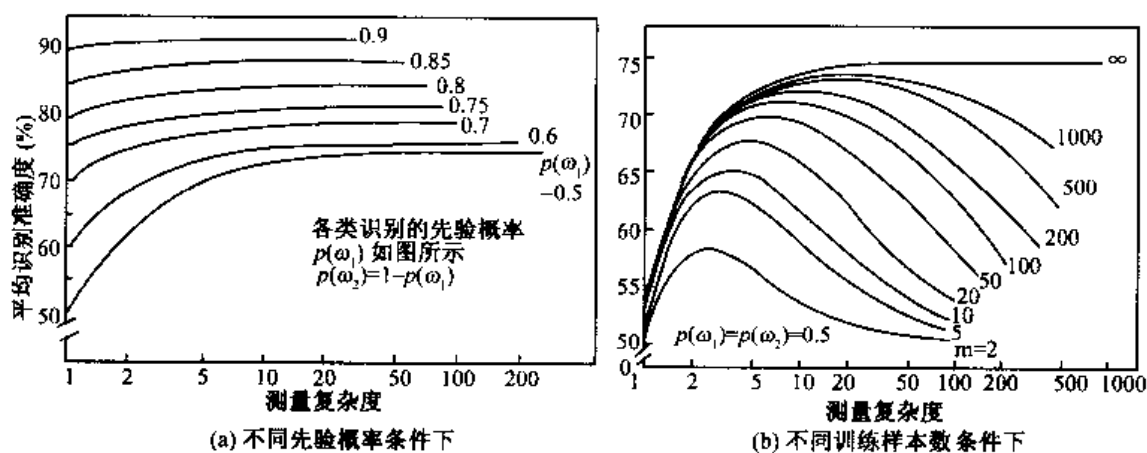


图 2.5 平均识别准确度与测量复杂度的关系^[4]

在不同先验概率条件下, 测量复杂度是测量精度(即平均识别准确度)的度量, 而平均识别准确度是测量复杂度的函数, 见图 2.5(a)。研究结果表明, 当不断提高测量复

杂度时, 平均识别准确度也将随之增高, 但是会发生饱和效应。也就是说, 在测量复杂度提高到一定程度后, 测量复杂度的再提高, 对测量精度几乎无影响。

上述研究是以可获得无穷多的训练样本进行分类作为前提条件的。那么, 当在有限训练样本条件下, 则研究结果表明, 当训练样本一定时, 存在着一个最佳的测量复杂度, 见图 2.5(b)。也就是说, 过多的光谱波段数和每一波段内过多的亮度级数并不能提高预期的分类准确度。可见, 关键不在于测量复杂度的不断提高, 而在于选择最佳测量复杂度, 即找出曲线极大值的位置。

以上的理论推导在实践中也得到了证实。

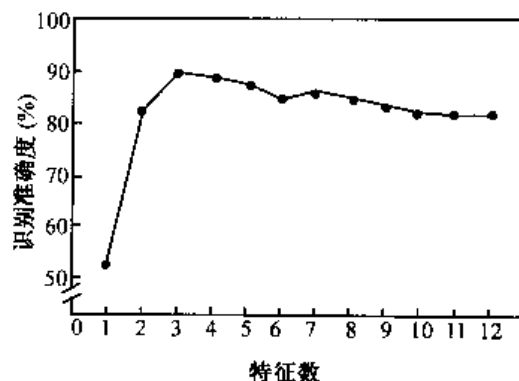


图 2.6 识别准确度与特征数的关系^[4]

图 2.6 表示利用 12 个波段的遥感数据进行分类的结果^[4]。先用一组给定的训练样本对 12 个波段数据进行分类, 再用同一组训练样本, 分别对 12 个波段中数据最优方式确定的不同子集进行分类。图上表示的是识别准确度与特征数之间的关系曲线。可见, 曲线确实有一个极大值, 此处当特征值为 3 时识别准确度最高, 而且明显大于 12 个波段全被采用时的识别准确度。

2.1.3 时间分辨率

时间分辨率 (temporal resolution) 是关于遥感影像间隔时间的一项性能指标。遥感探测器按一定的时间周期重复采集数据, 这种重复周期, 又称回归周期。它是由飞行器的轨道高度、轨道倾角、运行周期、轨道间隔、偏移系数等参数所决定。这种重复观测的最小时间间隔称为时间分辨率。

时间分辨率的大小, 除了主要决定于飞行器的回归周期外, 还与遥感探测器的设计等因素直接相关。比如: 法国 SPOT 卫星虽也是极地轨道卫星, 轨道高度 832km, 轨道倾角 98.7°, 重复周期 26 天, 但 SPOT/HRV 遥感器具有倾斜观测能力 (倾角 $\pm 27^\circ$), 这样便可以从不同轨道上, 以不同的角度来观测地面上同一点。因而, 地表特定地区的重复观测的时间间隔比其回归周期 26 天大大缩短。在 26 天的周期内, 中纬度地区可以观测约 12 次, 赤道可观测约 7 次, 纬度 70°处可观测约 28 次。那么 SPOT 卫星的时间分辨率便可认为是 1~4 天。而极轨气象卫星 NOAA 由于长期以来, 采用双星系统, 即同时有两颗在轨道运行, 轨道平均高度分别为 833km 和 870km, 倾角分别为 98.7°和 98.9°, 重复周期为 1/2 天。在双星系统下, 同一地点每天有 4 次过境资料。静止气象卫星, 采用与地球同步轨道, 轨道高度 36000km, 轨道倾角为 0°, 卫星公转角速度和地球自转角速度相等, 因而, 从地球上看来卫星似固定在天空某一点, 观测着约 1/4 的地球。对同一地点每隔 20~30 分钟可获得一次观测资料。因此, 对于遥感系统的时间分辨率, 我们可以认为 Landsat 4、5 为 16 天, SPOT 为 1~4 天, NOAA 为若干小时, 静止气象卫星为几十分钟。至于航空摄影、人工摄影等则可按应用需求人为控制。

根据遥感系统探测周期的长短可将时间分辨率划分为三种类型:

(1) 超短或短周期时间分辨率: 主要指气象卫星系列(极轨和静止气象卫星), 以“小时”为单位, 可以用来反映一天以内的变化。如探测大气海洋物理现象、突发性灾害监测(地震、火山爆发、森林火灾等)、污染源监测等。

(2) 中周期时间分辨率: 主要指对地观测的资源环境卫星系列(Landsat、SPOT、ERS、JERS、CBERS-1等), 以“天”为单位, 可以用来反映月、旬、年内的变化。如探测植物的季相节律, 捕捉某地域农时历关键时刻的遥感数据, 以获取一定的农学参数, 进行作物估产与动态监测, 农林牧等再生资源的调查, 旱涝灾害监测、气候学、大气、海洋动力学分析等。

(3) 长周期时间分辨率: 主要指较长时间间隔的各类遥感信息, 用以反映“年”为单位的年际变化。如湖泊消长、河道迁徙、海岸进退、城市扩展、灾情调查、资源变化等等。至于数百年、上千年的自然环境历史变迁, 则需要参照历史考古等信息研究遥感影像上留下的痕迹, 寻找其周围环境因子的差异, 以恢复当时的古地理环境。

可见, 多时相遥感信息可以提供目标变量的动态变化信息, 用于资源、环境、灾害的监测、预报, 并为更新数据库提供保证, 还可以根据地物目标不同时期的不同特征, 提高目标识别能力和精度。

2.1.4 辐射分辨率及辐射测量特性

1. 辐射分辨率 (Radiant Resolution)

任何图像目标的识别, 最终依赖于探测目标和特征的亮度差异。这里有两个前提条件^[5], 一是地面景物本身必须有充足的对比度(指在一定波谱范围内亮度上的对比度); 二是遥感仪器必须有能力记录下这个对比度。因此, 在遥感调查中, 仪器的灵敏度以及地面目标与背景间存在的对比度总是至关重要的。

辐射分辨率指遥感器对光谱信号强弱的敏感程度、区分能力。即探测器的灵敏度——遥感器感测元件在接收光谱信号时能分辨的最小辐射度差, 或指对两个不同辐射源的辐射量的分辨能力。一般用灰度的分级数来表示, 即最暗—最亮灰度值(亮度值)间分级的数目——量化级数。它对于目标识别是一个很有意义的元素。如 Landsat/MSS, 起初以 6 bits (取值范围 0~63) 记录反射辐射值, 经数据处理把其中 3 个波段扩展到 7 bits (取值范围 0~127); 而 Landsat 4、5/TM, 7 个波段中的 6 个波段在 30m×30m 的空间分辨率内, 其数据的记录以 8 bits (取值范围 0~255), 显然 TM 比 MSS 的辐射分辨率提高, 图像的可检测能力增强。

对于空间分辨率与辐射分辨率而言, 有一点是需要说明的。一般瞬时视场 IFOV 越大, 最小可分像素越大, 空间分辨率越低; 但是, IFOV 越大, 光通量即瞬时获得的入射能量越大, 辐射测量越敏感, 对微弱能量差异的检测能力越强, 则辐射分辨率越高。因此, 空间分辨率的增大, 将伴之以辐射分辨率的降低。可见, 高空间分辨率与高辐射分辨率难以两全, 它们之间必须有个折衷。

2. 辐射测量特性

光学遥感器的辐射测量特性,指的是用光学遥感器测量时,来自目标反射或辐射的电磁波中的物理量在通过光学系统后会发生何种变化。一般用以下指标描述:

(1) 遥感器的测量精度:包括所测亮度的绝对精度和二点间亮度差的相对精度。

(2) 探测灵敏度:通常用噪声等效功率(NEP)表示。NEP指信号输出与噪声输出相等时的输入信号的大小,即探测器产生数值等于1的信噪比所需的功率。它是衡量探测器接收弱信号能力的性能参数,与元件的面积、频带宽度等直接相关。NEP愈小,探测器性能愈好。它决定其最大探测距离、最小可测温差或可探测目标的最小尺度。

(3) 动态范围:指遥感器可测量的最大信号与可检测的最小信号之比。所谓最大信号指在此值以外无论输入的信号多强,响应也无变化的饱和区;所谓最小信号指在此值以外,对输入的弱信号无响应的无感应区;两者之间为动态范围区,在此区域内,输入与输出信号几乎呈线性关系(图2.7)。

(4) 信噪比 S/N:指有效信号(signal)与噪声(noise)之比,即信号功率与噪声功率之比。面为了实用方便,信噪比常定义为信号均方根电压和噪声均方根电压之比,单位均为分贝(dB)。

$$S/N = 10 \lg \frac{P_S}{P_N} = 20 \lg \frac{V_S}{V_N} \quad (2.1)$$

式中: P_S 、 P_N 分别为信号、噪声的平均功率; V_S 、 V_N 分别为信号、噪声的均方根电压。

对于红外系统,接收的信号功率与目标的光谱辐射亮度、系统的孔径、瞬时视场、光学效率及系统接收元件的性能等有关。噪声功率较复杂,通常应考虑入射通量起伏引起的辐射或光学噪声及探测器产生的内部固有噪声(后者是由热诱导而随机产生的暗电流)等。

有效量化的级数一般是由动态范围和 S/N 所确定。

3. 绝对与相对定标

定标(校准)是将遥感器所得的测量值变换为绝对亮度或变换为与地表反射率、表面温度等物理量有关的相对值的处理过程。或者说,遥感器定标就是建立遥感器每个探测器输出值与该探测器对应的实际地物辐射亮度之间的定量关系。它是遥感定量化的前提。定标数据中除了由探测器的灵敏度特性引起的偏差外,还包含路程的大气及遥感器的测量系统混入的各种失真。

定标(校准)可分绝对定标与相对定标两种方式。绝对定标需知道目标辐射的绝对

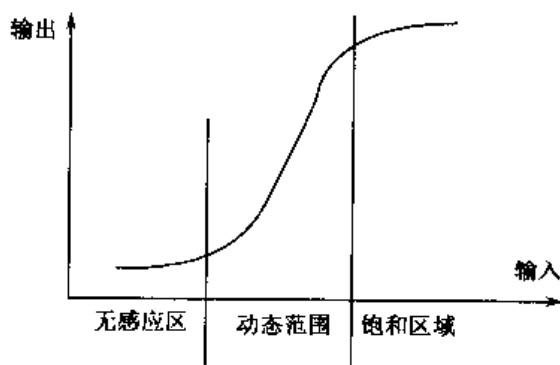


图 2.7 输入与输出特征曲线^[6]

值；相对定标只须知道目标中某一点辐射与其他点辐射的相对数值。

遥感中常用的定标（校准）技术有实验室定标及飞行定标。实验室定标是指在遥感器发射前必须进行的实验室光谱定标与辐射定标，将仪器的输出值转换为辐射值，有的在仪器内设有内定标系统。如 NOAA/AVHRR 3、4、5 通道就装有内定标系统。

以星载辐射计为例^[7]，在卫星发射前，要对辐射计进行模拟太空环境的实验室定标，以确定光谱响应的灵敏度和稳定性、辐射计的输出电压与仪器接收到的辐射能之间的关系，以及星内校准源的稳定性和精度等。卫星运行后，由于在空间中的系统性能衰退、感应元件老化、污染等如光学镜面沾污会使光学效率降低；探测器工作温度的变化及探测器的老化会影响探测器的响应率；电子元件的老化会影响电子线路的放大增益等。这都使遥感器的探测精度、灵敏度减弱，如 NOAA/AVHRR 仪器在可见光和近红外波段仪器的增益平均每年衰减 5% 左右，国外已给出它的老化订正的经验公式。这样原有的定标系统不再适用，必须随时进行飞行中的定标和校准。

飞行中的校准，包括星上定标和地面定标。

星上定标，对于可见光和近红外通道多采用太阳或标定的钨丝灯作为校准源，而对于热红外通道多用黑体定标。如多波段扫描仪 MSS 系统所采用的太阳参考源则是通过设置太阳入射孔使阳光从扫描仪平台外引入光学系统，以便扫描仪的反射镜每扫描一次均能观测到一次阳光，结合高低温参考板、标准参考灯组成星上定标系统。因标准参考源的光谱辐照度与波长之间的关系曲线是精确已知的，因此在任一光谱波段内，与反射辐射探测器的输出信号相对应的数据值就可以利用标准源在该波段的平均光谱辐照度来进行校准。星上定标是实时、连续的定标。但由于不能确切知道大气层外的太阳辐射特性，以及星上定标系统不够稳定等因素影响到星上定标的精度。

地面定标，设立地面遥感辐射定标试验场，如美国的 White Sands（白沙）、法国的 La Crau（拉拷）、我国青藏高原的纳木错湖、华北的禹城等遥感定标试验场，通过选择典型的均匀稳定目标，用高精度仪器在地面进行同步测量，并利用遥感方程，建立空地遥感数据间的数学关系，将遥感数据转换为直接反映地物特性的地面有效辐射亮度值，以消除遥感数据中大气和仪器等的影响，来进行仪器定标。如法国的 SPOT 图像定标精度已达 97%^[8]。但是地面定标由于包含了路程大气的影响，必须同时测量和计算遥感器过顶时的大气环境参量（如大气光学厚度、大气廓线等）和地物反射率，进行必要的大气校正。

可见，星上定标、地面定标各有其特点，两者的结合可提高定标精度，适应不同遥感应用的需求。有关“热辐射定标”请看第 4 章“热红外遥感”。

2.1.5 遥感系统的信息容量

量化的遥感数据，其信息量是用比特（bit）表示的，1 比特可以表示成 0 或 1 两个状态的信息量。假设图像上像元取各灰度值的概率相同，（即图像上各像元所取的灰度值不同，而各灰度值出现的概率相同）。设数据的量化级数为 m ，根据信息论的研究公式，则每个像元所能包含的最大信息量应为 $\log_2 m$ （bit）。

一幅单波段图像内有 n 个像元，则一个单波段图像所包含的最大信息量为

$$I_m = n \cdot \log_2 m \quad (\text{bit})$$

一个遥感系统可以有 K 个波段。这个遥感系统所能容纳的最大信息量 (I_S) 为

$$I_S = K \cdot I_m = K \cdot n \cdot \log_2 m = K \cdot \frac{C}{G^2} \cdot \log_2 m \quad (\text{bit}) \quad (2.2)$$

式中: C 为一景图像所对应的地面面积; G 为地面分辨率 (即空间分辨率); n 为像元数; K 为波段数 (可理解为光谱分辨率); m 为量化级数 (辐射分辨率)。

可见, 遥感系统的最大信息容量 (I_S) 取决于它的空间分辨率、光谱分辨率、辐射分辨率的大小。

此外, 该遥感系统对同一地区要重复覆盖, 多次采集数据, 因而考虑其信息量时, 还应考虑它的时间分辨率。也就是说, 任何一个遥感系统都有它一定的信息容量。它的最大信息容量与它的空间、光谱、时间、辐射分辨率有关。在具体应用分析时, 人们必须通过研究对象的特征来选择遥感信息, 并使之与遥感系统的信息能力相一致。

§ 2.2 遥感研究对象的特征

迄今为止, 我们已经讨论了遥感信息的特征——空间分辨率、光谱分辨率、时间分辨率、辐射分辨率。那么, 作为遥感对地观测系统的研究对象的各種地面目标又具有什么样的特征, 遥感信息特征与地表特征的关系如何等问题, 我们还未加以讨论。众所周知, 自然界的一切地物都具有空间分布特性、波谱反射与辐射特征, 以及时间变化规律, 研究地面目标的特征是进行遥感应用分析的必要前提。

2.2.1 空间分布特征

任何地学研究对象均有一定的空间分布特征。根据空间分布的平面形态, 把地面对象分为三类: 面状、线状、点状。可以从四个方面来确定地物的空间分布特征: 空间位置、大小 (对于面状目标)、形状 (对于面状或线状目标)、空间关系 (对于集合体)。前三者是针对单个目标而言, 可以通过数据的形式来表示。

面状目标的空间位置可由其界线的一组 x, y 坐标对来确定, 并可相应地求得其大小和形状参数。目标大小参数指面积 (S) 和边界间距。边界间距由一组数值 (l_1, l_2, \dots, l_n) 组成。形状参数 M 的确定可以有不同方法, 通常可用 $M = L / S$ 来确定 (L 为周长)。线状目标的空间位置可由线性形迹的一组 x, y 坐标对确定; 点状目标的空间位置由其实际位置或中心位置的 x, y 坐标确定。

地面目标往往受某种空间分异规律的影响, 在分布上呈现一定的空间组合关系, 即具有一定的空间结构。这是指集合体而言, 对单一目标难以反映。如区域内不同地质体——脊柱、马蹄形盾地、前弧、反射弧等有规律的排列形成独特的山字型构造; 由海湾海岸和阻隔沙堤组成泻湖地貌特有的空间结构; 根据不同城市特点, 道路、建筑、工农业布局等可有四方形城墙包围的传统古都式结构 (北京、南京、西安), 也有如同鞍山市沿铁路南北伸展的工业带状结构等。

地物的空间分布特性、空间组合关系往往受地域分异规律的控制。比如, 我国南方

地形, 构造较为复杂, 造成其他环境要素组合 (水系、植被、土壤等) 的复杂化, 土地资源条件和土地利用类型差异较大。因而从北往南自然景观的分异越来越明显, 类型增多, 基本景观单元变小, 形状复杂程度增加。

不同的地面对象有着不同的空间分布特征。地物的空间分布特征是在遥感图像上鉴别该地物的极重要依据。这点在目视解译中体现得更充分、更直接。比如, 飞机场、导弹基地、雷达站的识别, 是直接通过它们独特的形状、大小、图型结构等来认识的, 河流也是通过其特有的河曲形态直观地认识的。

在遥感数字图像处理中, 地物的空间特征——大小、形状等, 主要是通过光谱特性数据的变化, 即色调 (或颜色) 变化来体现的。比如, 一定宽度的水泥公路, 当它两边是水、草、林荫大道时, 易于识别, 但当两侧是沙地时, 识别它便有一定难度。可见这条公路是借助于它与周围色调 (或颜色) 的带状差异而衬托出来的。西北干旱区的间隙性辫状河流, 往往是通过河两旁的胡杨林所呈现出的河曲状条纹而加以识别的。也就是说, 地物的形状、大小这种空间几何特征, 主要是依赖于该目标与周围物体间的光谱差

表 2.1 环境特征的地面分辨率要求^[9]

环境特征	地面分辨率要求	环境特征	地面分辨率要求
I. 巨型环境特征		水土保持	50m
地壳	10km	植物群落	50m
成矿带	2km	土种识别	20m
大陆架	2km	洪水灾害	50m
洋流	5km	径流模式	50m
自然地带	2km	水库水面监测	50m
生长季节	2km	城市、工业用水	20m
		地热开发	50m
II. 大型环境特征		地球化学性质、过程	50m
区域地理	400m	森林火灾预报	50m
矿产资源	100m	森林病害探测	50m
海洋地质	100m	港湾悬浮质运动	50m
石油普查	1km	污染监测	50m
地热资源	1km	城区地质研究	50m
环境质量评价	100m	交通道路规划	50m
土壤识别	75m		
土壤水分	140m	IV. 小型环境特征	
土壤保护	75m	污染源识别	10m
灌溉计划	100m	海洋化学	10m
森林清查	400m	水污染控制	10~20m
山区植被	200m	港湾动态	10m
山区土地类型	200m	水库建设	10~50m
海岸带变化	100m	航行设计	5m
渔业资源管理与保护	100m	港口工程	10m
		渔群分布与迁移	10m
III. 中型环境特征		城市工业发展规划	10m
作物估产	50m	城市居住密度分析	10m
作物长势	25m	城市交通密度分析	5m
天气状况	20m		

异来反映的。至于另一重要的空间特征——纹理结构，它是通过较小区域内光谱特征（色调）的变化频率来反映的。如农田、森林、牧草地，对于一定空间分辨率的遥感图像（航空像片，TM，SPOT 等）而言，可以根据它们纹理结构上的差异区分出来，但对于空间分辨率较低的遥感数据，要区分它们只有更多的依赖于色调的变化和一些很粗的空间特征。对数字图像来说，一般采用计算小窗口内若干像素的统计特征或者采用自相关函数和功率谱等直接或间接地对区域的空间频率特征进行度量，以表达图像的纹理特征。可见，在数字图像处理中，空间特征的有效利用率远不如光谱特征。因而，图像处理与 GIS 结合，建立以空间特征为基础的图像数据分析系统，将是一个重要方向。

地物空间分布特征的研究也是选择适当空间分辨率的遥感资料的依据。表 2.1 反映不同空间尺度的环境特征对地面分辨率的要求。表中 I. 巨型环境特征，如大陆飘移、洋流、自然地带等均属千米级（1000~1500m）的宏观现象，选用千米级空间分辨率的气象卫星、海洋卫星数据可以满足需求；II. 大型环境特征，如资源调查、环境质量评价、土地类型等，均属百米级（80~100m）的环境问题，选用陆地卫星系列的空间分辨率可以保证；III. 中型环境特征，如作物估产、土种识别、林火监测、污染监测、交通规划等，空间尺度约在 50m 以下，属区域范围的环境问题。一般选用较高空间分辨率的陆地卫星系列（如 TM、SPOT CBERS-1 等）完成；IV. 小型环境特征，如港湾、水库、工程设计、城市规划等，空间尺度在 5~10m，属地区性环境或环境工程问题，主要得依赖于航空遥感资料，高空间分辨率的 SPOT、ETM 等卫星资料也可完成。

2.2.2 波谱反射与辐射特征

1. 原理

自然界的任何物体自身都具有反射、吸收、发射电磁波的能力和特征。物质的这种基本特征是由于组成物质的最小微粒电子、原子、分子的不同运动状态所造成的。

电子跃迁——电子分层分布、各层电子激发或电离，其能量有变化；

原子振动——原子偏离其平衡位置的微小位移；

分子转动——原子通过化学键连接组成分子，改变键角、伸长、收缩旋转等不同方向的运动，均辐射或吸收不同能量。

从高能向低能状态的转动，将释放（发射）能量；从低能向高能状态的转化，将吸收外来能量。

由于不同物质的分子结构、原子组成、运动方式不同，发出的光的频率也就不同。这就是说，每个物体都发射和吸收固定波长和频率的电磁波。相同的物体具有相同的电磁波谱特性；不同的物质由于物质组成和内部结构、表面状态不同，具有相异的电磁波谱特性。

遥感的一个基本前提是人们可以通过对地表目标发射、反射辐射的研究来认识目标。在遥感研究中，对于发射辐射（远红外），物体本身是其辐射源；对于反射辐射，其辐射源可以是太阳、大气（借助太阳辐射的散射）或人造辐射（成象雷达）。从这个角度看，遥感就是依据遥感仪器所接收到的探测目标反射、发射能量的电磁波谱特征差异以及对它的研究，来识别不同的物体。

2. 地物波谱特征

地物的反射、吸收、发射电磁波的特征是随波长而变化的。因此人们往往以波谱曲线的形式表示, 简称地物波谱。地物波谱可以通过各种光谱测量仪器, 如分光光度计、光谱仪、摄谱仪、光谱辐射计等, 经实验室或野外测得。

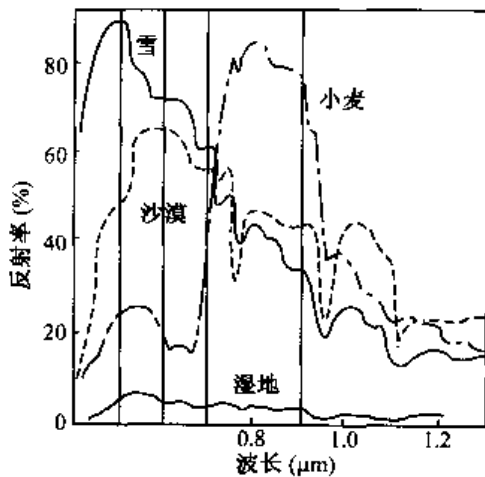


图 2.8 不同地物的反射率^[1]

图 2.8 表示四种不同地物的光谱反射率曲线, 其形态差异很大。我们就其中的可见光谱段为例, 雪在蓝光 $0.49\mu\text{m}$ 附近有个峰值, 随着波长增加, 反射率逐渐降低, 但可见光的蓝、绿、红谱段反射率均较高; 沙漠在橙光 $0.6\mu\text{m}$ 附近有个峰值; 小麦在绿光 $0.54\mu\text{m}$ 附近有个峰值; 而湿地反射较弱呈暗灰色。四种地物在可见光谱段内反射率差异十分明显, 而分别呈现蓝白、浅黄、绿、暗灰色。严格地说, 每条曲线不应是一条线而应是呈带状。这是因为在一个特定类型中, 光谱反射率也是有些变化的。图中的曲线是通过测量大量样品综合而成的。它仅代表平均反射率曲线。每种类型

均具有它区别于其他类型的代表性曲线。应该说, 这些曲线的形状, 特别是几个具有重要意义的光谱响应区域, 是它们各自类型和状态的指标。

下面以植物、土壤光谱为例说明典型地物波谱特征及影响因素, (水体的光谱特征在第 13 章中论述)。

1) 植物的光谱特征

健康绿色植物的波谱特征主要取决于它的叶子。图 2.9 显示了绿色植物的主要光谱响应特性。在可见光谱段内, 植物的光谱特性主要受叶的各种色素的支配, 其中叶绿素起着最重要的作用。由于色素的强烈吸收, 叶的反射和透射很低。在以 $0.45\mu\text{m}$ 为中心的蓝波段及以 $0.67\mu\text{m}$ 为中心的红波段叶绿素强烈吸收辐射能 ($>90\%$) 而呈吸收谷。在这两个吸收谷之间 ($0.54\mu\text{m}$ 附近) 吸收较少, 形成绿色反射峰 ($10\% \sim 20\%$) 而呈现绿色植物。假若植物受到某种形式的抑制, 阻止它正常生长发育, 导致叶绿素含量降低, 叶绿素在蓝、红波段的吸收减少反射增强, 特别是红反射率升高, 以至于植物转为黄色 (绿色 + 红色 = 黄色)。当植物衰老时, 由于叶绿素逐渐消失, 叶黄素、叶红素在叶子的光谱响应中起主导作用, 因而秋天树叶变黄或枫叶变红 (图 2.10)。

在近红外谱段内, 植物的光谱特征取决于叶片内部的细胞结构。叶的反射及透射能相近 (各占入射能的 $45\% \sim 50\%$), 而吸收能量很低 ($<5\%$)。在 $0.74\mu\text{m}$ 附近, 反射率急剧增加。在近红外 $0.74 \sim 1.3\mu\text{m}$ 谱段内形成高反射。这是由于叶子的细胞壁和细胞空隙间折射率不同, 导致多重反射引起的。由于植物类别间叶子内部结构变化大, 故植物在近红外的反射差异比在可见光区域大得多, 这样我们就可以通过近红外谱段内反射率的测量来区分不同的植物类别 (图 2.11)。

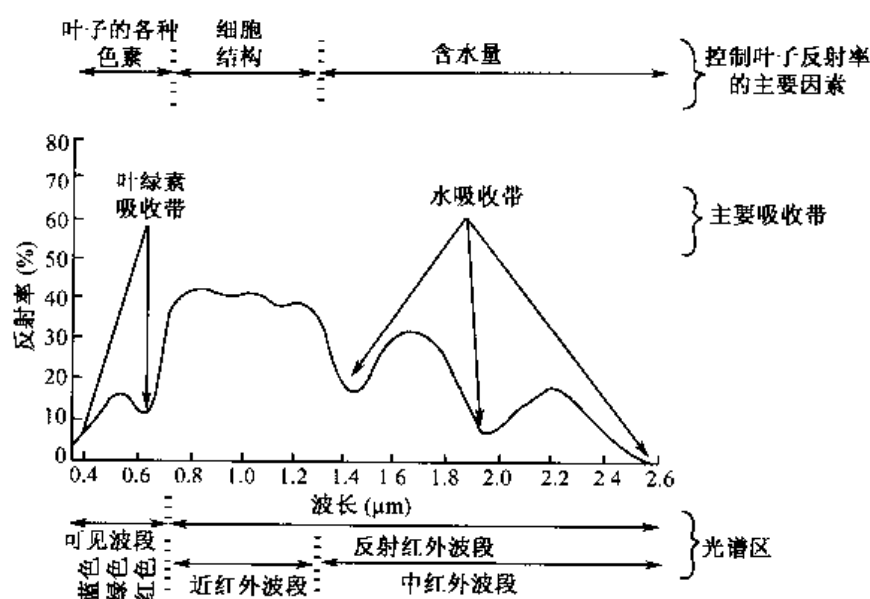


图 2.9 绿色植物的光谱响应特征

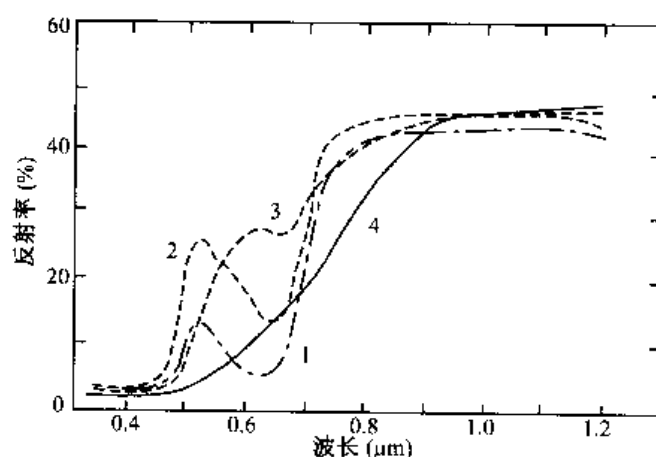


图 2.10 树叶不同生长阶段的光谱曲线

在短波红外谱段内 ($1.3\mu\text{m}$ 以外), 植物的入射能基本上均吸收或反射, 透射极少。植物的光谱特性受叶子总含水量的控制, 叶子的反射率与叶内总含水量约呈负相关, 即反射总量是叶内水分含量及叶片厚度的函数。由于叶子细胞间及内部的水分含量, 绿色植物的光谱反射率受到以 $1.4\mu\text{m}$ 、 $1.9\mu\text{m}$ 、 $2.7\mu\text{m}$ 为中心的水吸收带的控制, 而呈跌落状态的衰减曲线。其中 $1.4\mu\text{m}$ 和 $1.9\mu\text{m}$ 处的两个吸收带是影响叶子短波红外波段光谱响应的主要谱带。 $1.1\mu\text{m}$ 和 $0.96\mu\text{m}$ 处的水吸收带, 虽然强度很小, 但在多层叶片下, 对反射率仍有显著影响。位于三个吸收带之间的 $1.6\mu\text{m}$ 和 $2.2\mu\text{m}$ 处有两个反射峰。

图 2.12 显示水分含量对玉米叶子反射率的影响 (图中曲线均为几次测量的平均结果)。可见, 只要叶内含水量不低于 54% , 随含水量降低, 反射率普遍增高, 但曲线形

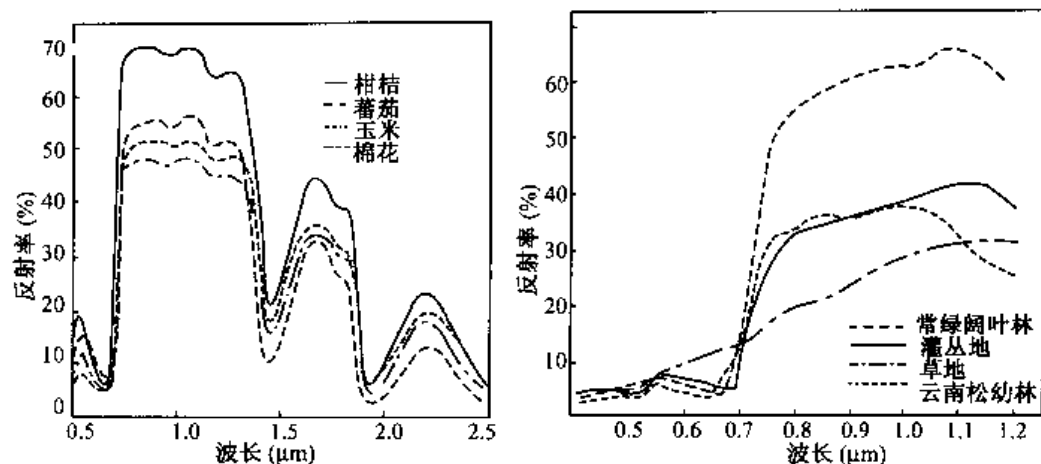


图 2.11 不同植物光谱曲线的比较

态差别不大。但是当水分含量降到 40% 左右，玉米近于干枯、叶绿素大量消失，水的各吸收带反射率大增，导致吸收带间的反射率普遍增加，整个反射光谱区域内反射率都有显著提高。

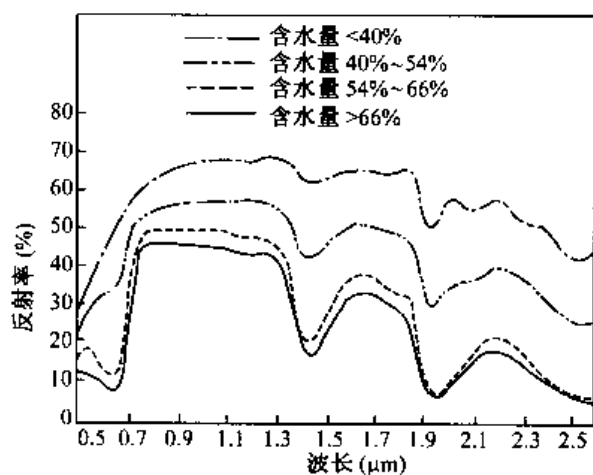


图 2.12 水分含量对玉米叶子反射率的影响^[4]

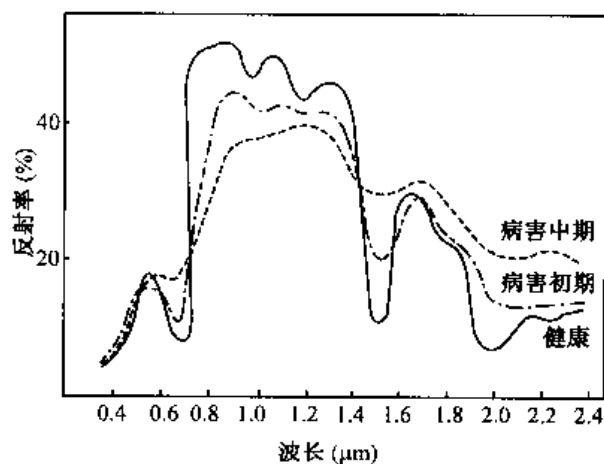


图 2.13 榕树病害的反射光谱^[1]

从以上的分析可知，所有的健康绿色植物均具有基本的光谱特性，其光谱响应曲线虽有一定的变化范围，而呈一定宽度的光谱带，但总的“峰-谷”形态变化是基本相似的。这是因为影响其波谱特性的主导控制因素一致。但是，不同的植物类别，其叶子的色素含量、细胞结构、含水量均有不同。因而光谱响应曲线总存在着一定的差异。即使同一植物，随叶的新老、稀密、季节不同、土壤水分及组分含量差异，或受大气污染、病虫害影响等，均会导致整个谱段或个别谱段内反射率的变化，而且往往近红外波段比可见光波段能更清楚地观测到这些变化（图 2.13）。这种变化和差异，是人们鉴别和监测植物的依据。

2) 土壤的光谱特性

图 2.14 显示土壤光谱反射率曲线的“峰-谷”变化较弱, 曲线的形态远没有植物那么复杂。总的看来, 土壤的反射率一般都是随着波长的增加而增加, 并且此趋势在可见光和近红外波段尤为明显。土壤对所有入射能均吸收或反射, 无透射。但是, 土壤本身是一种复杂的混合物。它是由物理和化学性质各不相同的物质组成。它们会不同程度的影响土壤的反射与吸收光谱特性。影响土壤反射率的内在、外在因素很多, 包括水分含量、土壤结构(砂、粉砂、黏土的比例)、有机质含量、氧化铁的存在以及表面粗糙度等。这些因素是复杂的、变化的和相关的。如土壤中水分的存在将降低它的反射率, 这在水的吸收带 $1.4\mu\text{m}$ 、 $1.9\mu\text{m}$ 、 $2.7\mu\text{m}$ 处影响最大。

土壤水分含量与土壤结构密切相关。一般情况下, 粗砂质土壤因易于排水, 水分含量较低, 反射率相对较高; 而排水能力差的细结构土壤, 则反射率较低。但是在水分缺乏的情况下, 土壤本身则显示相反的趋势, 即粗结构土壤比细结构土壤色调更暗。可见, 一种土壤的反射率特性仅反映某特定状态下的特性。至于黏土由于颗粒细、粒间空隙小, 即使干燥黏土一般也能保存相当的水分, 因此干燥黏土的反射光谱曲线, 仍能较明显地出现水吸收带处的凹陷。除了水的吸收带外, 大部分黏土在 $1.4\mu\text{m}$ 和 $2.2\mu\text{m}$ 处还有较强的羟基吸收带。这些也是区分土壤类型的依据之一(图 2.15)。

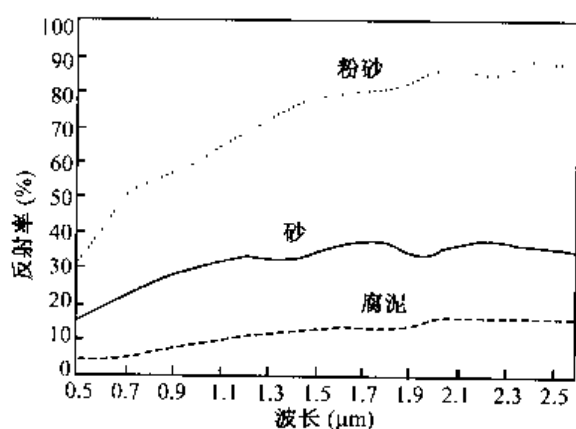


图 2.14 不同土壤的反射光谱曲线^[4]

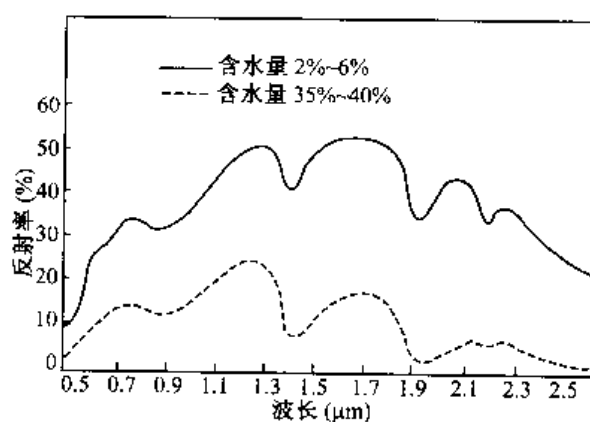


图 2.15 土壤湿度对反射率的影响^[4]

土壤有机质含量也是影响土壤光谱特性的一个重要参数。一般说来, 有机质含量增加会导致土壤反射率下降。但研究证明, 有机质含量和整个可见光段的土壤反射率是非线性关系。不同的气候环境, 以及有机质分解程度等均对反射率有影响。因此, 当研究两者关系时, 必须考虑到土壤所处的气候区和土壤本身的排水条件。此外, 氧化铁含量也会导致土壤反射率明显下降, 至少在可见光波段内是如此。土壤表面粗糙度的减少会导致反射率上升, 土壤颗粒细会使土壤表面更趋于平滑, 使更多的入射能被反射。

当然, 影响土壤波谱特性的情况是很复杂的, 多种影响因素之间是密切相关的。以上的讨论只是很一般的土壤光谱反射模式, 仅在一定的条件范围内才是有效的。在具体工作中, 分析者需要熟悉土壤的性状及各种影响因素进行综合分析。

3. 地物波谱特性的影响因素

地物波谱特性是复杂的,它是受多种因素控制的,本身也是因时因地在变化着。

以植物波谱为例,前面我们已经分析过健康绿色植物波谱特性的一般规律。但事实上植物波谱特性是十分敏感的,它受多种因素的控制和干扰,变化十分复杂。植物冠层的波谱特性主要受三方面因素的控制。一是植物冠层本身组分——叶子的光学特性;二是植物冠层的形状结构;三是辐照及观测方向。而这些因素又依赖于叶的类型、植物生长阶段及环境的控制。

叶子的类型不同,其叶内结构不一,必然导致反射率的明显变化。植物生长期的变化,意味着成熟度、叶绿素含量、水分含量以及叶子内部结构也发生相应变化。前面的讨论已表明,植物这种生理变化必将导致光谱特性的改变。

至于环境因素对植物波谱的影响是多方面的。事实上,野外植物波谱不应理解为植物的生理波谱而应是植物的环境波谱。这里的环境背景主要指土壤,也就是说,土壤是野外植物波谱的组成部分。土壤湿度、土壤有机质含量等的变化,均引起土壤反射率的明显变化,也必然影响到土壤上生长的植物波谱特性。在这方而国内外均做了大量工作。中国科学院山东禹城实验场、河南封丘实验场等均进行了定点、定时的长期观测,通过波谱测试、土壤水分和有机质含量等参数测定与分析,从大量数据中寻找其相关性,为作物生态指标的定量表达提供依据。

在地形起伏的山地,同一种植物类别的反射率还受太阳高度角、坡度、坡向的影响。这一方面它改变了辐照方向,引起入射照度的变化,同时影响植物叶的反射层数,实际上影响到植冠的形态结构;另一方面它使植物阴影及土壤的反射率的影响程度发生变化,即植物-土壤的相对比例有所改变,导致植物野外波谱特性的变化。为了使测得的植物光谱有价值,必须在测定植冠光谱的同时,测定其坡度、坡向、太阳高度角及方位角,作为所记录的辐射数据的修正参数。

此外,大气状况、气候变化、大气透过率等均产生光谱值的变化,而这种干扰是因时因地变化的,很难有一个统一的修正参数。

以上分析说明植物波谱和许多因素密切相关,如果忽略了对其他环境因子的相关研究,植物波谱研究也就失去实用价值。其他地物波谱也是一样,正是这种地物波谱特性的复杂性构成了遥感影像解译具有一定的不确定性。因而一方面要充分认识地物波谱的复杂性,注意尽量减少外界因素的干扰;另一方面应当看到由于难以将以上干扰因素逐项加以定量消除,因而要提高定量遥感的精度是项艰巨的工作,需要通过大量地面样本分析建立先验知识,确定遥感模型的约束条件,以便提高定量遥感的精度。

在谈及地物波谱特征时,有两个概念是需要说明的,这就是光谱标志(spectral signature)与光谱响应模式(spectral response pattern)。既然地物波谱特性是随时间、地点、环境背景等的变化而变化,影响因素很多,是一种综合作用的结果。那么,对于任一特定的地表特征(或覆盖类型)就不可能存在一种惟一的、不变的“光谱标志”——标准光谱值。如玉米田,在刚种下、发芽生长、成熟、收获的不同阶段,均各有它不同的光谱响应。这种光谱响应是实际存在的,可以通过仪器测得。这就是说,任何地物的波谱特性都是针对性很强的,它针对某个特定的观测波段,针对目标的某一特定状态,

针对某个具体的环境背景条件等。尽管它显示出区别于其他类型的独特光谱特性，但它是有变化的。而光谱“标志”这一词往往隐含着一种绝对的、惟一的模式的意思。我们知道遥感器所测得的光谱响应可以定量，但它们不是绝对的；它们可以是特定的，但不一定是惟一的。因此，为了避免错误，人们常避开“光谱标志”一词，而代之以“光谱响应模式”这一概念。它不那么强调惟一性，但又可用以识别地物或获得有关地物形状、大小及物化性质的信息。“光谱响应模式”表示一组定量的，却又是相对的测量值（即一组观测或测量值）。这组测量值可以通过一组特定的多波段遥感仪器测得，并与某种特定的目标相对应。但有人为了强调地物波谱的独特性，以便识别或分离不同对象如植物、土壤、水体等，往往仍用“光谱标志”。

地物波谱特征的研究是遥感的重要组成部分，它是人们研究遥感成像机理，选择遥感仪器最佳探测波段、研制遥感仪器，以及遥感图像分析、数字图像处理中最佳波段组合选择、专题信息提取、提高遥感精度等的重要依据。同时它也是遥感应用分析的基础。

作为遥感基础研究一个重要环节的地物波谱研究，主要集中在长期、系统地对不同的地面覆盖类型和地物进行波谱测试，并建立相应的波谱特性数据库、地物电磁波谱信息系统。如，美国 NASA 20 世纪 70 年代初建立的地球资源波谱信息系统（ERSIS）；美国普渡大学（1980）建立的美国土壤反射特征数据库；美国喷气实验室——JPL（1981）建立的野外地质波谱数据库，不仅存入一万种岩石和其他地物波谱数据，还存入与测量有关的信息包括日期、时间地点、位置描述、岩石种类、土壤与植物比例，各种环境条件——风、云覆盖、太阳角，以及可能影响波谱的因素，成为一种“关系型”数据库。

我国在这方面也做了大量工作。我国所做的地物波谱测试工作，从波段范围看，包括可见光—近红外（ $0.4 \sim 1.1 \mu\text{m}$ ）、近红外—中红外（ $1.0 \sim 2.5 \mu\text{m}$ ）的反射特性以及热红外的辐射特性、微波辐射特性（3mm, 8mm, 3cm, 8cm）等，几乎全部覆盖。同时波谱分辨率不断提高，其中可见光—近红外波段可达 2nm；近红外—中红外波段可达 8nm；热红外可达 $0.1 \sim 0.2 \mu\text{m}$ （实验室测量更高）；微波波谱是多频率、多极化的。另外，部分地物如作物光谱，还考虑方向反射特性，测倾斜光谱，不同生长期的多时相光谱，为作物监测、估产提供可靠依据。从测量方式看，除实验室、野外地面测量外，还进行航空光谱仪测量，建立空中测量与地面测量的关系，以便外推到航天遥感的层次，建立航天—航空—地面三者资料间的定量关系，以提高卫星遥感资料解译精度。同时，建立了地物光谱数据库（设在中国科学院安徽光学精密机械研究所内）。包括土壤、植被、岩矿、水体、人工目标，共五大类。500~600 多种地物种类。15026 条光谱曲线，并加入激光反射及激光荧光光谱新信息。其数据的丰富程度可与国际上最好的地物光谱数据库相比美，数据库还具有数据分析、处理等功能。此外，为了进行动态的地物波谱特征测量与研究，并准确提供定量化的环境数据，进行遥感基础实验和应用研究，建立了 13 个不同自然景观单元、不同类型及应用目的的遥感试验场，构成我国航天、航空遥感的地面支持系统。

随着遥感基础理论与应用研究的深入，特别是电磁辐射能与地物相互作用研究、遥感应用分析模型研究的进一步深化以及成像光谱、成像雷达的发展，不仅地物波谱研究

已有明显进展,而且把地物波谱特征研究与建立遥感应用分析模型结合起来。如,研究植物光谱动态变化与覆盖率、叶面指数等的关系,为建立农田蒸散模型、作物估产模型提供依据;研究红外辐射温度变化与土壤水分热惯量模型、地表能量交换模型的联系;研究植物冠层的温度、反射率、表面结构,与植物方向性反射、发射模型的关系;研究微波辐射、散射、穿透、极化特性等等。

2.2.3 时相变化

地面对象都有时相变化过程,即它的发生、发展和演化的自然发展过程。同时,有些地物或自然现象在它发展的时间序列中表现出某种周期性重复的规律。如植物生长有它的季节变化规律,称之为季相节律,太阳黑子 11 年一周期的活动规律等。

遥感信息是瞬时记录。在遥感研究中,必须考虑研究对象的时相变化特性,抓住合适的遥感信息获取时机,以达到专题应用目的。如进行土地资源调查需要抓住土地资源反映最丰富且光谱反射差异最大的时期。这就不可避免地需要详细研究各土地资源类型的时相变化特性,农事历状态(各种农作物播种—抽穗—开花—成熟事历)、物候期(自然植被的物候差异)、耕作制度(一年一作或一年二作,轮作或间作等)。而这些信息是因时因地而异的。在北方与南方、干旱区与湿润区、春季与冬季都有很大差异。即使在复种指数较高的东南地区或干湿季明显、垂直带复杂的西南山区都有同样的问题。

表 2.2 华北地区农事历

		月	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
		旬	上中下	上中下	上中下	上中下	上中下	上中下	上中下	上中下	上中下	上中下	上中下	上中下
谷 物 类	一年一作	早稻	插秧 拔节 抽穗 灌浆 黄熟											
		春玉米	播种 出苗 拔节 抽穗 灌浆 黄熟											
		春高粱	播种 出苗 拔节 抽穗 灌浆 黄熟											
	非一年一作	冬小麦	返青 拔节 抽穗 灌浆 黄熟 播种 出苗											
		春小麦	播种 出苗 拔节 抽穗 灌浆 黄熟											
		晚稻	插秧 拔节 抽穗 灌浆 黄熟											
		秋玉米	播种 拔节 抽穗 灌浆 黄熟											
		秋高粱	播种 拔节 抽穗 灌浆 黄熟											
不同茬口的蔬菜	根茎菜		全年生长,一年收割 3-4 次											
	越冬菜		返青 初上市 全收割 播种											
	早春菜		播种 初上市 全收割											
	春夏菜		定植 初上市 全收割											
	连秋菜		定植 初上市 全收割											
	秋菜		播种 初上市 全收割											
	苇田		芽出土 展叶盛期 开花期 始枯黄 全枯黄 收割											

从表 2.2 中可见,进行华北地区土地资源遥感调查时,选择 9 月上旬的遥感资料为宜。此时大田作物较齐全,且早稻、晚稻、秋粮均处于不同的抽穗阶段,春粮已黄熟尚未收割。“三北”森林资源调查是以识别各类树种为目标,则选择树种差异最大的 9~10 月为宜。从物候资料可知,此时落叶松开始落叶,杨桦树叶已变色可与其他阔叶树种区分,而处于低山和河谷平原的刺槐及杨树仍保持绿色。再如,泰国热带雨林区,柚木是

一种很珍贵的木材，尽管它长得高大，也难在热带茂密的雨林中识别出来。若抓住它有别于其他树种的重要物候期，即每年4月上旬至5月下旬开小白花，“万绿丛中一点白”则不难在丛林中把它识别出来。

图2.16表示在二维空间中，玉米和大豆光谱响应随时间的变化。在美国中部地区玉米和大豆两种作物都春季种下，秋季收获，整个生长期约140天。两者生长周期相同，光谱特性也很相似，又行间种植，较难区分。但是相比而言，玉米细而高，大豆矮而密，植株几何形状的差异导致不同的阴影效果和“植-土”比例，再加上两种作物叶子本身光谱特性的微小差异。这使两种作物光谱特性间仍存在微弱差异，这种差异是随时间而变化的。从图上可见，在作物种植后的30天，两种作物的光谱响应差异最大。那么利用第30天的光谱数据，则区分效果相对较好。

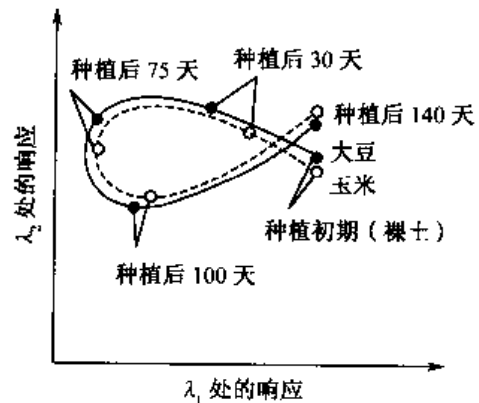


图 2.16 二维空间的时间变化^[4]

这说明我们不仅要熟悉研究对象本身的时相变化以及光谱特性随时间的变化规律，还应熟悉周围易于混淆作物的有关特征差异才能有效地区分它们。

遥感研究时相变化主要反映在地物目标光谱特性的时间变化上。这种光谱特性随时间的变化称为光谱特性的时间效应 (temporal effects)。这种时间尺度可以几小时也可几个月。如植物在它整个一年的生长周期中光谱特性几乎处于连续的变化状态中。这种变化可能属于自然变化，也可能由于翻地、施工等人为因素造成的。就是植物季相节律的自然变化对于不同种类的植物在不同时期内所发生的变化也是很不同的。这种光谱特性的时间效应可以通过遥感动态监测来了解它的变化过程和变化范围。充分认识地物的时间变化特性以及地物光谱的时间效应有利于选择有效时段的遥感数据，提高目标识别能力和遥感应用效果。

另一方面，在同一时刻，在不同地理区域的同种植物也具有不同的光谱响应。如森林中某树种的光谱特性随地点迁移而变化。这种光谱特性随地点的变化称为光谱特性的空间效应 (spatial effects)。这里不同地点可以只有几米，如作物行距或植物形态变化造成“植-土”相对比例的变化，但更多情况下是指几公里、几百公里较大地理范围的空间变化。

事实上，在对遥感数据有效解译中，遇到的最大难点之一，便是掌握被研究对象的光谱特性的时间和空间变化规律。从某种意义上可以说，光谱特性的时间和空间效应几乎影响整个遥感作业过程。它使分析地球资源的光谱反射率更为复杂化，但人们必须了解它，因为它们是在应用分析中选择合适信息的关键。

以上讨论了遥感研究对象有它的地学属性——空间分布、波谱反射与辐射特性、时相变化；与之相对应的遥感信息有它的物理属性——空间分辨率、光谱分辨率、时间分辨率、辐射分辨率。在遥感应用研究中，要正确判断地物及现象就必须对研究对象的地学属性以及光谱特性的时间、空间效应进行深入的研究，并把它与遥感信息的物理属性对应起来。这就是说，你所取得的遥感数据是否足以反映对象的空间分布规律，是否符

合其波谱特性, 是否符合其时相变化规律, 两者如果符合, 就有可能取得较好的应用效果。反之, 基本条件不具备, 则不可能成功。

§ 2.3 遥感数据的获取与显示

前面已提到过, 遥感过程中电磁辐射能经与大气层及与地表的相互作用后, 带着大量地表信息被遥感仪器所探测、记录。这就是说, 遥感过程是一个信息传递过程, 一个从地表信息(多维、无限的真实体)到遥感信息(二维、有限、离散化的模拟信息)的遥感数据获取及成像过程。而遥感成像是将地物的电磁波谱特征, 用不同的探测方式——摄影或电子扫描方式, 分别生成各种模拟的或数字的影像, 再以不同的记录方式获得模拟图像和数字图像。

2.3.1 遥感影像记录方式

1. 影像记录方式——模拟图像

影像记录方式, 主要指摄影乳胶的光学记录方式。它是以感光材料——乳胶(以AgBr为主, 也有AgCl、AgI)作为探测元件, 运用光敏胶片表面的化学反应(即感光物质遇到光能发生分解反应: $\text{Ag}^+ \text{Br}^- \xrightarrow{\text{光能}} \text{Ag}^+ + \text{Br}^- + \text{电子}^-$, $\text{Ag}^+ + \text{显影剂} \rightarrow \text{Ag} \downarrow$, 黑色银粒沉淀), 来直接探测地物能量变化, 并记录下来。不同物质的电磁辐射能量差别, 在胶片(或照片)上是以影像的密度差(一种模拟量)来表示的。图像是以银粒作为最基本的采样点, 构成影像的最小单元——像点。

对于摄影系统(波谱范围: 近紫外—可见光—近红外, $0.3 \sim 0.9 \mu\text{m}$), 胶片既是探测媒介又是记录的介质。同一幅图像为同一瞬间的成像, 多属中心投影。它空间分辨率高、几何完整性好。

对于摄影以外的其他遥感系统, 其电信号也可以被转换成影像形式被胶片记录。在这种情况下胶片仅作为信号记录的介质。如热红外传感器是一种电子传感器。它所记录的热红外图像虽然也是通过胶片上的灰度变化来记录信息, 但它是通过特殊的探测元件——热敏探测器来探测物体的热红外能量(发射能量), 胶片仅作为一种显示图像的介质。这与摄影图像有本质的差异。

除了摄影照片、胶片记录的图片以外, 模拟图像还可以包括各种硬拷贝方式记录的图像。如不同类型黑/白或彩色打印机、绘图仪等输出的图像。可见, 广义的“图像”也指图像数据的任何图片表示形式。所有的图像并非是照片, 但所有的照片都是图像。当然“图像”一词也适用于计算机屏幕显示的数字图像。

2. 数字记录方式——数字图像

数字记录方式主要指扫描磁带、磁盘等的电子记录方式。它是以光电二极管等作为探测元件, 将地物的反射或发射能量, 经光电转换过程, 把光的辐射能量差转换为模拟的电压差或电流差(模拟电信号), 再经过模数变换(A/D), 将模拟量变换为数值(亮

度值), 存储于数字磁带、磁盘、光盘等介质上。构成数字影像的最小单元为像元。一个像元只有一个亮度值。它是像元内所有地物辐射能量的积分值 (或平均值)。同一幅图像里成像时间不一, 属多中心投影。

扫描成像的电磁波谱段可包括从紫外—远红外整个光学波段。由于可以灵活地分割为许多狭窄谱段。故波谱分辨率高, 信息量大, 并适于数据传输和各种数值运算。

数字图像可以是各种遥感器直接获得的遥感图像数据, 包括用分离的探测器或扫描镜多波段成像的 Landsat/MSS、TM、NOAA/AVHRR 等数据; 用线阵 CCD 多波段成像的 SPOT/HRV 数据; 用线阵或面阵 CCD 多波段成像的多种成像光谱仪数据等。数字图像也可以是各种遥感 (甚至非遥感辅助信息) 经数字化过程变换而成的数字图像。数

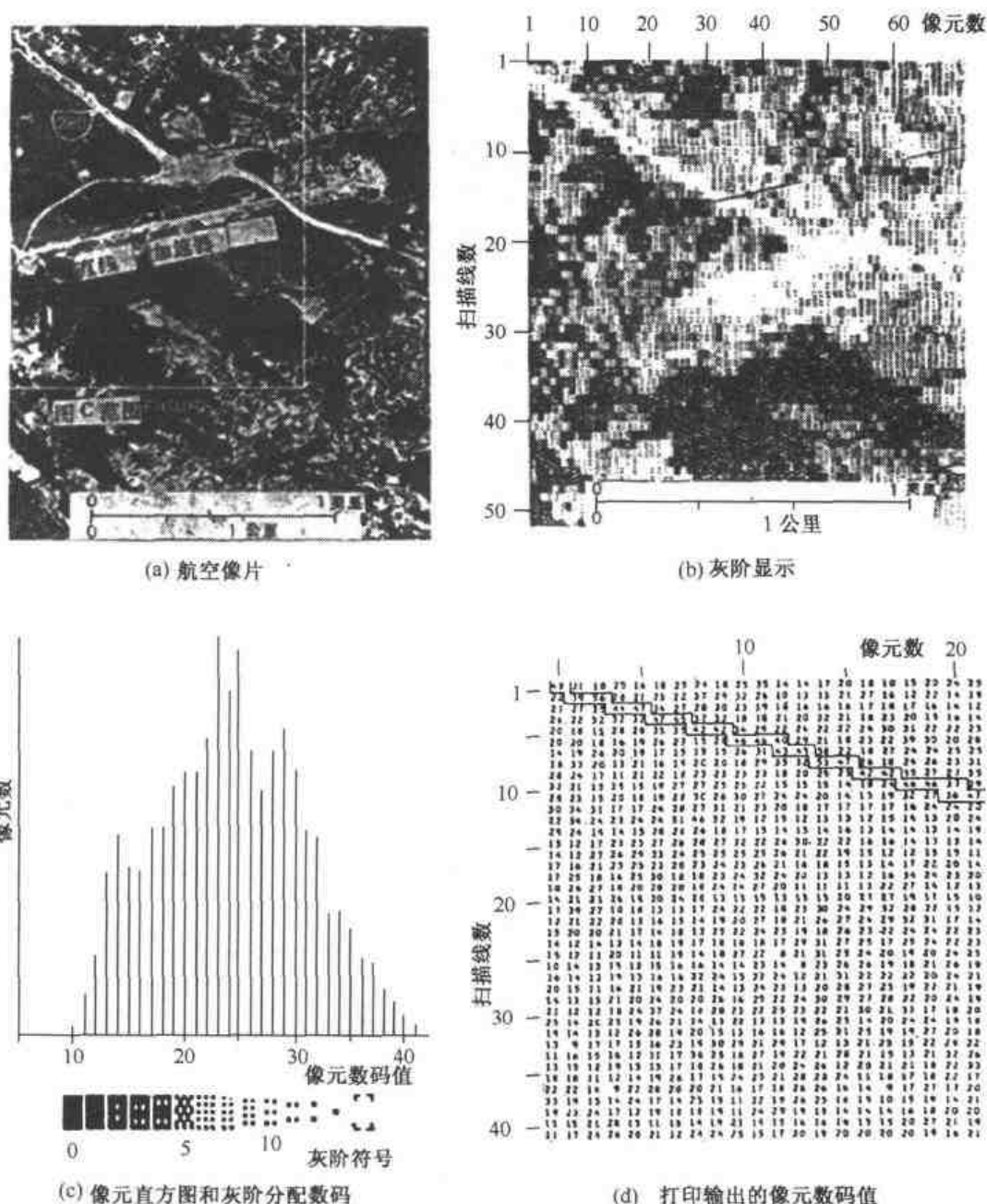


图 2.17 数字图像数据的基本特点^[10]

字图像数据的基本特点可用图 2.17 加以说明^[10]。图中 (a) 显示连续色调的图片。但事实上它是由分离的像片元素 (像素) 或像元的二维矩阵组成的。每个像元的强度对应于该像元对应的地面面积的平均亮度或辐射强度; (b) 为 (a) 图中局部的放大面显示出单个像元; (c) 为 (a) 图的亮度直方图; (d) 显示每个像元的平均辐射强度所对应的数值 (DN-digital number)。这些 DN 值是简单的正整数。它是由遥感器的原始电信号经 A/D 变换处理后变为正整数值。

2.3.2 模数变换与数模变换

1. 模数变换 (A/D—Analog to Digital)

既然遥感器的数据记录通常是模拟的电信号——与测量的物理量有关的电压变量, 这些模拟信号需要通过 A/D 模数转换器转换成数据值。

模数变换即模拟—数字转换, 是将连续变化的模拟量转换为离散数字点集的过程。地物反射波谱信号 (或待处理的图像) 都是连续变化的模拟量 (信号)。为了分析处理及传输存储的方便, 需要把这种模拟量转换为离散的数字点集。

模数变换 (A/D) 包括两个主要过程——抽样和量化。所谓“抽样” (采样) 指在连续变化的模拟信号的变化轴上, 按均匀或非均匀的空间间隔 (采样间隔), 读取或测量连续信号值。即把模拟图像分割成同样形式的小单元——像元/像素的空间离散化处理过程。为了使模拟信号的数字表示能以足够的精度再现这种信号的信息量, 必须对信号进行足够数量的采样。所谓“量化”, 指按一定规则 (均匀或非均匀取值) 将模拟样本值转换为一系列离散点值 (像元的亮度值——灰度值), 即离散化处理、编码过程。

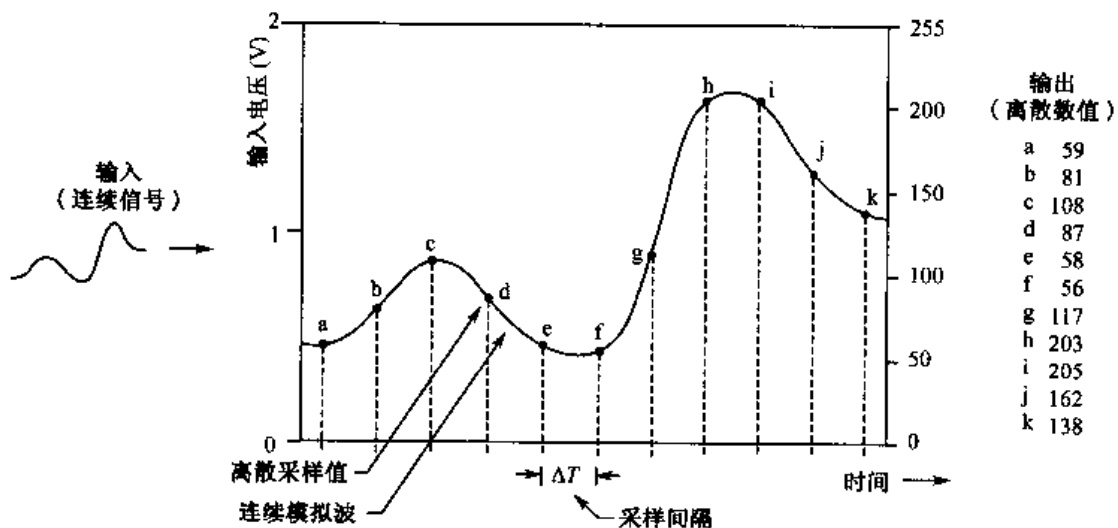


图 2.18 模数变换 (A/D) 过程^[3]

图 2.18 是 A/D 变换过程的示意图。从遥感器得到的电信号是连续的模拟信号 (在图上为连续的曲线)。这个连续信号被按一定时间间隔 (ΔT) 采样并数字记录每个样点 (a、b……i、k)。对一特定信号的采样速率是由信号的高频变化决定的。为了正确表示信号的变化, 采样速率必须至少高于原始信号最高频率出现的 2 倍。在图中输入的遥感

器信号的电压值在 0~2V 范围内,输出的 DN 值在 0~255 值范围内。图中的 a 采样点, 遥感器记录为 0.46V, 它的 DN 值为 59 (图右边显示了各采样点测出的 DN 值)。

由于计算机以二进制记录数据, 所以量化等级以二进制来划分, 即 2^n 。考虑量化引起的误差, n 取值不应低于 6。一般说, 一幅数字图像的 DN 值在 0~63、0~127、0~255、0~511、0~1023 数值范围。这些范围分别表示为用 6-、7-、8-、9-、10-bit 数据记录的一组整数。(也就是 $2^6 = 64$ 、 $2^7 = 128$ 、 $2^8 = 256$ 、 $2^9 = 512$ 、 $2^{10} = 1024$)。一般遥感数据以 8-bit 数据取 $2^8 = 256$ 灰度级 (其值 0~255)。这样的数字格式图像数据易于借助计算机来分析。模数变换的精度 (即信号再现的保真性) 表现为离散的图像与原连续变化的图像的均方误差。这是数字图像恢复为原图像的精确程度的度量。它与抽样间隔、数字化级数 n (即量化级) 有关。而量化层次的取值与数字格式 (6、8、10bit 数据等) 有关。如 Landsat/TM 以 8bit 数据格式, 取 256 (2^8) 量化级, 即由最暗→最亮的亮度值变化在 0~255 范围内。

模数变换的抽样与量化过程的结合, 常又称为图像的数字化。模拟图像数字化常采用 3 种方式^[2]:

(1) 光机扫描数字化: 即用光机扫描数字化仪将各种硬拷贝的模拟图像转换成数字图像数据。光机扫描仪有两种, 平板式和滚筒式。其原理是相似的, 均是通过“扫描设备”阴极摄像管 CRT 上的光点或滚筒轴的光电管测量模拟图像 (或底片) 上特定的小面积 (扫描点) 的平均光密度, 经 A/D 变换为一个 8bit 的矩阵值 (二维数值), 再存于磁带或磁盘上, 以便进一步数字分析、应用。

扫描点一般不少于 $12\mu\text{m}$ 。因为扫描点 $< 12\mu\text{m}$ 的扫描图像, 点的大小接近于胶片银粒的大小, 可能产生噪声数据。

- 扫描数字化精度, 可有 dpi (dots per inch) 或 μm 两种单位表示法。

两者可以相互转换: $\mu\text{m} = (2.54/\text{dpi}) \times 10000$, 或 $\text{dpi} = (2.54/\mu\text{m}) \times 10000$ 。

- 像元地面分辨率 (G), 单位以 m 表示。

$G = (\text{像片比例尺}/\text{dpi}) / 39.37$ 或 $G = (\text{像片比例尺} \times \mu\text{m}) \times 0.000001$, 如:

一张比例尺为 1:6000 的航空像片, 若以 500dpi 精度扫描, 则所得图像的地面分辨率 $G = (6000 / 500) / 39.37 = 0.3048\text{m}$; 若以 $50.8\mu\text{m}$ 的精度扫描, 则分辨率 $G = (6000 \times 50.8) \times 0.000001 = 0.3048\text{m}$ 。

(2) 电视摄像数字化: 即通过摄像机的摄像管感应, 将光信号转换为电信号。此种方式虽速度快、成本低、操作方便, 但光学摄像系统的畸变被带到数字遥感数据中, 故几何精度、空间分辨率低, 难以与相邻图像边缘匹配, 且数字化图像中心点出现晕映, 而影响到光谱特征的提取。

(3) 线阵或面阵 CCD 数字化。即用 CCD 探测元件电子式扫描。线阵 CCD 数字化——由 2048 个探测元件固定在 x 轴上呈线列状; 面阵 CCD 数字化 (如数码相机等), 其探测元件 x 、 y 轴排列, 或 2048×2048 、或 3072×2048 , 记录红、绿、蓝 3 个波段数据, 每个以 8bit 形式记录, 存于磁盘供进一步数字图像处理。这两种 CCD 数字化方式均具有速度快、体积小、空间分辨率和辐射分辨率高、几何精度高、多波段可精确匹配等优点。

用于遥感的扫描仪, 扫描精度在 160~3000dpi (近似 160~8.5 μ m)。

2. 数模变换 (D/A)

数模变换 (D/A) 是模数变换 (A/D) 的逆过程。它将离散的数据值恢复为模拟量的过程。

数字图像数据的屏幕显示或扫描输出就是一种数模变换过程。即把离散的数字信号转变为连续变化的模拟图像。这种重构的模拟图像常受输出设备的精度指标、一些随机因素 (如记录材料——胶片、相纸、绘图纸、记录设备、胶片曝光量等) 的影响。因此, D/A 变换过程往往总有信息丢失, 其精度往往不如原数字图像。

数模变换常通过数字图像处理系统的输出设备产生亮度图来完成的。其一般采用两种基本形式:

(1) 硬拷贝图像显示——主要指打印机、绘图仪或胶片产生的具体、有形的硬拷贝图像, 用于目视解译;

(2) 视频图像显示 (temporary Video) ——主要指通过显示器屏幕显示短暂的图像, 这种视频显示, 可以修改或放弃, 也可以转为硬拷贝输出。这部分内容将在下面的“数据显示”内容中专门论述。

2.3.3 数字图像的数据格式

遥感数字图像数据常以不同的数据格式存于磁带或光盘中。主要有以下 4 种数据记录编排形式:

1. BSQ 格式 (Band Sequential Format)

按波段顺序记录图像数据, 便于用户使用。

2. BIL 格式 (Band Interleaved by Line)

按扫描行顺序记录图像数据, 即先记录第一波段第 1 行、第二波段第 1 行……各波段的第 1 扫描行, 再记录各波段第 2 行……, 属各波段数据间 (按行) 交叉记录方式。(各波段数据, 扫描行交叉) 因此必须把一景图像的所有波段数据读完后才生成图像。

3. BIP 格式 (Band Interleaved by Pixel)

按像元顺序记录图像数据, 即在一行中, 按每个像元的波段顺序排列, 属各波段数据间 (按像元) 交叉记录方式 (各波段数据像元间交叉)。

4. 行程编码 (Run-length Encoding)

为了压缩数据, 采用行程编码形式, 属波段连续方式, 即对每条扫描线仅存储亮度值以及该亮度值出现的次数。如一条扫描线上有 60 个亮度值为 10 的水体。它在计算机内以 060010 整数格式存储。其涵义为 60 个像元, 每个像元的亮度值为 10。计算机仅存 60 和 10。这要比存储 60 个 10 的存储量少得多。但是对于仅有极少相似值的混杂数

据, 此法并不适宜。

5. HDF 格式^[10]

HDF 格式是一种不必转换格式就可以在不同平台间传递的新型数据格式, 由美国国家高级计算应用中心 (NCSA) 研制, 已被应用于 MODIS、MISR 等数据中。

HDF 有 6 种主要数据类型: 栅格图像数据、调色板 (图像色谱)、科学数据集 (Multidimensional array)、HDF 注释 (信息说明数据)、Vdata (数据表)、Vgroup (相关数据组合)。HDF 采用分层式数据管理结构, 并通过所提供的“总体目录结构”可以直接从嵌套的文件中获得各种信息。因此, 打开一个 HDF 文件, 在读取图像数据的同时可以方便的查取到其地理定位、轨道参数、图像属性、图像噪声等各种信息参数。

具体地讲, 一个 HDF 文件包括一个头文件和一个或多个数据对象。一个数据对象是由一个数据描述符和一个数据元素组成。前者包含数据元素的类型、位置、尺度等信息; 后者是实际的数据资料。HDF 这种数据组织方式可以实现 HDF 数据的自我描述。HDF 用户可以通过应用界面来处理这些不同的数据集。如一套 8bit 的图像数据集一般有 3 个数据对象——1 个描述数据集成员、1 个是图像数据本身、1 个描述图像的尺寸大小。

2.3.4 数据显示

遥感图像数据的图像显示是十分重要的。因为人们必须对它进行各种计算、分析和结果评价。

1. 数据显示过程及影响因素

图 2.19 表示视频图像显示过程。CPU 从存储介质中读取遥感数据, 并以 bit 形式存于图像处理器的缓冲存储器 (图像存储器) 内。存储器里的 bit 数据通过计数器读取每个像元的亮度值, 然后将此值指派为 CLUT 的 RGB 值, 并提供给模数变换器 (DAC) 将此分离的 R、G、B 数据值变为适当的模拟信号 (连续的电信号)。此模拟信号用以调整 RGB 枪的强度, 即控制着每个像元在视频 CRT (阴极摄像管) 屏幕显示的亮度。因此, 分析人员观察屏幕图像, 实际上是看存储于图像处理显示装置里的数值的视频显示。由于屏幕更新速率特快 (1/30s), 人们几乎感觉不出屏幕的闪烁。

可见, 缓冲存储器以及相连的 CLUT, 构成了视频图像不同的显示方式, 从而生成

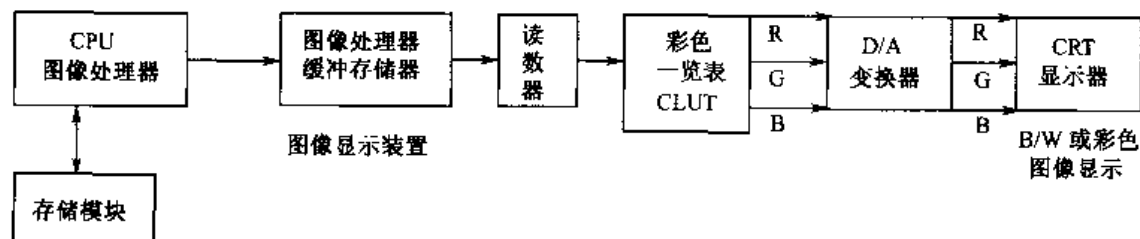


图 2.19 视频图像显示过程

不同的图像(如黑/白图像、伪彩色图像、假彩色合成图像、真彩色图像等)显示在彩色视频屏幕上。

遥感数据的显示往往与以下3个因素有关^[2]

(1) 像元 bit 数, 以及显示器的辐射分辨率。遥感数据一般原始量化为 8bit 数据, 但几个新的遥感系统有 9bits 甚至 12bits 的辐射分辨率。每个显示器也有指定的辐射分辨率, 即它对每个像元显示亮度值范围的能力。1bit 分辨率的显示器仅能显示黑与白(0、1 二值); 6bit (64 个灰度级) 分辨率的显示器可以显示黑/白图像和进行专题制图及 GIS 应用。对于遥感图像处理需要高质量彩色显示, 则要求显示器对每个 RGB 原色有 8bit (256 个灰度级) 或更高的辐射分辨率。

(2) 彩色系统类型。根据色度学原理, 任何一种彩色均可由红(R)、绿(G)、蓝(B)三原色按适当比例合成。遥感数据一般采用 RGB 彩色坐标系统。用 3 幅 8bit 图像和加色理论, 可显示 $2^{24} = 16777216$ 种不同的 RGB 彩色组合。如若 RGB 亮度值分别为 255、255、0 产生亮黄色像元, 若 RGB 为 255、0、0, 则得亮红色像元, 若 RGB 为 0、0、0 则得黑色像元。

(3) 彩色一览表(或彩色编码表)——CLUT (color look up table)。遥感数据的彩色显示, 严格受 CLUT 的大小和特征的控制。也就是说每个像元的彩色是由它在彩色一览表(CLUT)中的具体值决定的。

CLUT 是位于图像处理器内的缓冲存储器的一个分离块(block), 它根据已定义好的函数把输入的像元值实时地变换为 RGB 组合值。

CLUT 的彩色数是由读入 CLUT 的 bit 数和相应的可显示的彩色数决定的, 如若读入 CLUT 的强度仅被 1bit 控制, 则仅能显示 8 种颜色, 即对于每个 R、G、B 原色, 或 on (1) 或 off (0); 但若读入 CLUT 的是 4bit 强度, 则将提供 0~16 色……。因此, LUT 将像元值变换为屏幕显示的强度。但 LUT 并不能精确地表示数据间的详细变化, 仅控制着屏幕能显示的彩色数。人们可以根据需要重定义(或重装) LUT, 以选择另一彩色集。

2. 数据显示的不同方式

1) 黑/白图像显示 (B/W)

8bit 图像处理器有一个相连的 8bit (256 个元素) 的 LUT, 该 LUT 中 R、G、B 排列均呈 0~255 渐变顺序, 即 LUT 的每个元素对应相同的 R、G、B 值, 如 R、G、B (0、0、0) 呈黑色, (127、127、127) 呈灰色, (255、255、255) 呈白色。若某单波段图像的一个像元值为 127, 则 R、G、B 值位于 CLUT 表的 127 处, 则通过 8bit DAC, 在 CRT 屏幕上显示出一个中灰色像元。同理该图像的其他像元值在 0~255 之间, 最后生成一幅黑/白图像。

人眼只能区分二十余种不同等级的灰度, 却可辨别几千种不同的色度与不同亮度, 显然把 B/W 图像变换为彩色, 可以提高图像的可鉴别度。

2) 伪彩色图像显示 (Pseudo-color)

最简单的彩色显示, 又称为伪彩色显示。它是作为单色图像存储的。图 2.20 为伪彩

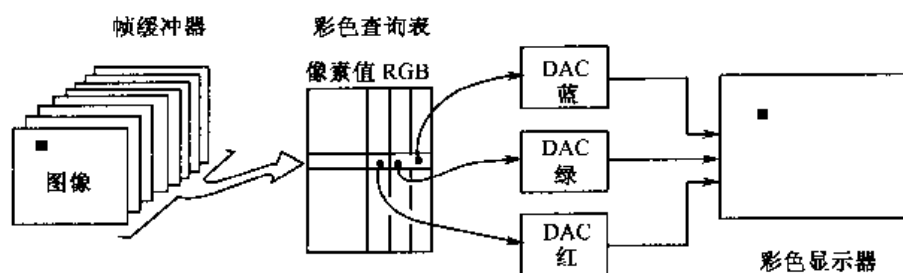


图 2.20 伪彩色图像显示 (Pseudo-color)^[5]

色图像显示过程示意图。存储器存有一幅 8bit 的单版图像，每个像元值对应 CLUT 的 R、G、B 值。它们分别提供给三个分离的“DAC”转换为适当的强度。由于在给定范围内，LUT 仅能存储有限的选择色，因此限制了在屏幕上显示的色彩范围，最终生成一幅伪彩色图像。

(伪彩色处理实际上是把黑白图像的各灰度值按一定的线性或非线性函数关系映射成相应的彩色。)

3) 彩色合成图像显示

所谓彩色合成就是几个独立图像的组在 CRT 显示屏上的显示。

三幅 8bit 图像以 R、G、B 方式存于存储器内，三个 8bit 分离的数模变换器 (DAC) 连续读每个 R、G、B 图像的同一像元亮度值，并变换为模拟信号。这个信号用以调整 CRT 屏幕上 R、G、B 枪的强度，生成彩色合成图像。此多为假彩色图像 (False-color)。如像元 (1.1) 在红色图像面上亮度值为 255。在绿色和蓝色图像面上亮度值均为 0，则在 CRT 屏幕上像元 (1.1) 呈现红色 (255、0、0)。对于 Landsat/TM 而言，若将 TM3、2、1 分别对应 R、G、B，则为天然彩色合成，若 TM4、3、2 对应 R、G、B，则为标准假彩色合成，植被为红色；若 TM4、5、3 对应 R、G、B 一般信息量最丰富，植被类型及生长状态等易于识别。可以通过多种方法，从多波段遥感数据中选择最佳波段组合。这部分内容将在“分层分类法”和“数据融合”中论述。

4) “真彩色” (或全彩色) 图像显示

若每个 3 原色——R、G、B 的 8bit 图像分别存于独立的存储器里，每个图像均有自己的 8bit CLUT 和自己的 8bit DCA，则提供 R、G、B 原色以更宽的强度。在屏幕上构成更宽的彩色组合范围 (可有 16.7 万的 R、G、B 组合)，最终生成近于天然色的“真彩色”图像。这种真彩色显示是由 RGB 分别采用独立的存储器，一览表和 DAC。因此，RGB 每个色调均可独立操作，每色 8bit 可同时显示 1670 万种颜色，又称为全彩色显示。真彩色显示的图像较伪彩色显示的图像更真实、更引人注目。但它对设备要求更高 (要求更多的存储器)。因而价格更贵。一个含三个 8bit CLUT 的 24bit 数字图像处理系统能显示“真彩色”图像。但 8bit 图像处理系统也可通过特定软件来模拟 24bit 显示。

图像显示器是很重要的，因为遥感器所记录的数值范围要比胶片等产品所能显示的

范围宽得多。显示器不仅可以为分析人员提供变换图像比例尺的能力, 决定彩色设置、观察面积等, 还可以提供探测图像变化维的能力, 而这些能力是胶片图像所不具备的。

参 考 文 献

- [1] 陈述彭、赵英时, 1990, 遥感地学分析, 测绘出版社.
- [2] Jensen John R. , 1996 , Introductory Digital Image Processing ; A Remote Sensing Perspective (2nd Ed), Prentice-Hall, Englewood Cliffs, N.J.
- [3] Lillesand Thomas M. & Kiefer Ralph W. , 1994 , Remote Sensing and Image Interpretation (3rd Ed), John Wiley & Sons, Inc.
- [4] Swain P. H. , & S. M. Davis, 1978, Remote Sensing; The Quantitative Approach, McGraw-Hill, New York.
- [5] Campbell James B. , 1987, Introduction to Remote Sensing , the Guilford Press, New York, London.
- [6] [日]遥感研究会编, 刘勇平、贺雪鸿译, 1993, 遥感精解, 测绘出版社.
- [7] 陈述彭主编, 1990, 遥感大辞典, 科学出版社.
- [8] 田庆久、郑兰芬、童庆禧, 1998, SPOT 地面场定标与星上定标结果的比较分析, 遥感学报, 2(1):13-18.
- [9] Krawitz L. et al. , 1974, Earth Resources Program Scope and Information Needs, NASA, CR. 141767, Nov.
- [10] F. 萨宾 著, 1980, 遥感原理与解译, 地质出版社.
- [11] 刘飞洁、杨忠东等编著, 2001, MODIS 遥感信息处理原理与算法, 科学出版社.
- [12] 梅安新、彭望碌、秦其明、刘慧平, 2001, 遥感导论, 高等教育出版社.

第3章 可见光-反射红外遥感

§ 3.1 概 况

3.1.1 遥感系统

遥感可以根据探测能量的波长和探测方式、应用目的分为可见光-反射红外遥感、热红外遥感、微波遥感三种基本形式，其中前两者可统称为光学遥感，属于被动遥感(图 3.1)。

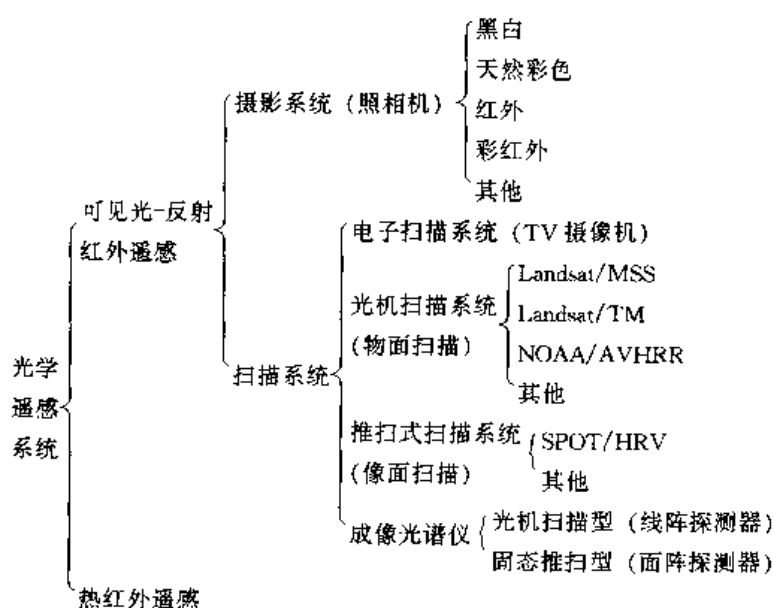


图 3.1 光学遥感系统

(1) 可见光-反射红外遥感：记录的是地球表面对太阳辐射能的反射辐射能。其关键变量包括大气纯洁度、地物波谱特性、太阳辐射强度、太阳高度角及其他变量。按采集数据的方式，一般可分为摄影系统与扫描系统。这是本章要详细讨论的内容。

(2) 热红外遥感：记录的是地球表面的发射辐射能。地表发射的能量主要来自吸收太阳短波辐射能，并转换为热能，然后再辐射较长波段能量。这部分内容将在第 4 章讨论。

(3) 微波遥感：有主动、被动之分。记录地球表面对人为微波辐射能的反射辐射能的属于主动遥感，其主动在于它自身提供能源而不依赖太阳和地球辐射，最有代表性的主动传感器为成像雷达；而记录地球表面发射的微波辐射能的属于被动遥感。这部分内容将在第 5 章讨论。

3.1.2 光学遥感器的基本组成

一般说来, 遥感器可分为以下四部分:

(1) 采集器: 采集地物辐射能量。如照相机的透镜、扫描仪的反射镜等。对于多波段而言, 还需要进行分光处理, 即把光分解成不同波长的光波。典型的分光元件为棱镜、衍射光栅等色散元件。此外还有利用光的干涉原理的干涉元件, 以及能够从某一束光中透射(穿过)或反射(滤去)特定波长区光线的元件——滤光片。

(2) 探测器: 将采集的辐射能转变成化学能或电能。常用的探测器件有感光胶片、光电管、光电倍增管、光电二极管、光电晶体管等光敏探测元件以及铋化铟、碲镉汞、热敏电阻、热释电等热敏探测元件。

(3) 处理器: 对采集的信号进行处理。如胶片的显影、定影; 电信号的放大处理、滤波、调制、变换等。

(4) 输出器: 输出获得的图像、数据。如摄影胶片、磁带记录仪、扫描晒像仪、阴极射线管、电视显像管、xy 彩色喷笔记录仪等。

§ 3.2 摄影系统

摄影系统选用了光学摄影波段, 即紫外—近红外 ($0.3 \sim 0.9 \mu\text{m}$) 谱段的电磁辐射能量, 通过照相机(摄影机)直接成像。这里除了可见光外, 还有不可见的紫外光和近红外光被探测, 并以可见的图像形式被记录。但事实上, 短波的紫外多被大气吸收与散射, 在遥感中很少被利用。因此, 人们常把可见光—近红外 ($0.38 \sim 0.9 \mu\text{m}$) 谱段作为光学摄影波段。摄影系统是一种分幅成像系统, 一幅像片的所有内容都是瞬间同时获得的。

尽管摄影系统与多波段扫描系统相比, 其起探测作用的胶片的光谱响应范围要窄得多, 但它的空间分辨率高、几何完整性好、视场角也比线扫描系统大, 便于人们利用摄影图像进行较精确的测量、分析, 且它具有高度的灵活性、实用性、成本低等优势, 因而仍有很大的吸引力, 被人们广泛应用, 并派生出一门“摄影测量科学”。

航天摄影系统较航空摄影像片相比, 由于平台高度大、环境条件有所变化, 无论是工作温度、曝光量, 还是飞行器运动引起的像移等均有不同, 需要采用一些相应的措施, 如自动曝光控制装置、高感光度胶片、运动补偿、像移改正装置等。美国航天飞机中多次用到航天摄影机 RMK A30/23、大像幅相机 (LFC) 等拍摄到高质量的像片。前苏联的遥感系统以回收摄影方式为主。它们的摄影机 KFA-1 000 可从航天平台取回空间分辨率高达 $5 \sim 10\text{m}$ 的高质量摄影图像。此外, 前苏联还有一系列航空或多光谱相机, 空间分辨率 $15 \sim 80\text{m}$ 不等, 用以完成各种不同的遥感应用任务。

尽管航天摄影系统得到许多国家的重视。但是一般说来, 遥感摄影系统还是以航空摄影为主。这是因为摄影相机依赖于太阳辐射, 胶片记录的是感兴趣目标的太阳反射辐射, 其中除了接收地面直接反射的能量外, 还接收未达地面的大气散射光以及由地面反射后经大气散射的天空漫射光, 因而大气效应不能忽视。而航天平台高, 大气层的干扰

因素强,直接影响到摄影像片的质量。相比之下,航空摄影精度更高、实用性更强、优势更为明显。

下面我们着重讨论航空摄影像片的几何特性和光学特性。

3.2.1 航空像片的几何性质

航空像片分倾斜和垂直两种。遥感应用中一般用垂直摄影的像片。所谓“垂直摄影”并非绝对垂直。飞机在飞行中,其飞行高度、飞行姿态总不可避免地会有变化,造成相机光轴的轻微倾斜($1^{\circ}\sim 3^{\circ}$),使所成的像片也有微弱倾斜。这种近似的“垂直”像片,正是我们要讨论的对象。

1. 像点位移

摄影图像多为地面中心投影,即反射光线通过固定点(相机物镜中心)投射到投影面上。地面常有起伏,物体多有高度,像片又有倾斜(近似垂直、倾角小于 3°),则导致像点位移、图像变形。其变形规律是以像主点(指相机主光轴所对应的地面点的构像或像片上框标连线的交点)为中心呈辐射状,越往边缘变形越大,地形起伏越大变形越大,正地形向外移,负地形向内移。位于像主点的物体,仅见其顶部,位于其他部位的物体可以见到其顶和边部(参看图 2.1)。像点位移量(d)与物体高度(h)成正比,与物体距像主点的距离(r)成正比,与飞行高度(H)成反比。即 $d = hr/H$ 。同时,位移量还依赖于相机焦距(f)及飞行高度,但对于特定摄影系统的一组像片可以认为是常量。像点位移是测量物体高度的基础,也是航空像片几何误差的主要来源。起伏地形可造成有意义的地形位移。

2. 空间分辨率

空间分辨率用以表示一个特定摄影系统产生图像的光学质量,反映像片上分辨地物的能力。分辨率受一系列参数的影响,如胶片解像能力、用以获取图像的相机透镜、曝光时任何非补偿图像运动、曝光时的大气条件、胶片处理条件等。其中部分因素是可以定量的。

空间分辨率与像片分辨率、像片比例尺有关。像片分辨率包括镜头分辨率(与光学性能、尺寸有关)和胶片分辨率。胶片分辨率被表示为每毫米的线对数($l\cdot\text{mm}^{-1}$)。它受到像片对比度的很大影响。对比度越强,分辨率越高。如在 1.6:1 的对比度下,一个给定的全色片可以有 $50\ l\cdot\text{mm}^{-1}$ 的分辨率;而当对比度为 1000:1 时,同样胶片则可以有 $100\ l\cdot\text{mm}^{-1}$ 的分辨率。

测定胶片分辨率可有多种方法:

(1) 用胶片调制传递函数(MTF)表示。它是把光学成像系统当成空间频率滤波器时,作为与振幅相关的空间频率响应而定义的,是光学成像系统传递信息的一种数学表达方式。一般来说,它是空间频率响应的函数,用以评价光学系统的成像质量。它相当于对象点进行傅里叶变换并求出其功率谱。

(2) 用乳剂卤化银颗粒的大小分布函数表示。胶片的粒度越大,分辨率越低。但

是,一般胶片粒度越大,对光更敏感、感光更快。因此,经常需要在感光度和分辨率之间有个折衷。

(3) 用相机/胶片系统的解像力表示,即系统分辨率。由于大气效应及曝光时图像运动(包括相机振动)造成所获图像的衰减。因而这种系统分辨率往往是动态的。量测系统分辨率的目的不仅仅是确定一个系统在记录一些独特的小图像及特定形状的相邻目标的能力,即“探测”——辨别出分离的物体,还在于“识别”——确定物体的类型(如,是树还是农作物),和“鉴定”——进一步确定物体的具体类别(如,是杨树还是玉米)。

像片比例尺表示像片上的单位距离所代表的地面实际距离。比例尺的计算可以通过像片上两点间距离(d)与地面实际距离(D)之比,或者用相机焦距(f)与地面以上的飞行高度(H')之比,严格地说, H' 为相对高度,它是飞行航高(海拔高度) H 与所测地形的海拔高度(h)之差。由于像片总有少量的倾斜,像点位移也引起图像变形,所以一幅摄影图像的比例尺是不均匀的。

对于一个摄影系统而言,系统分辨率确定后,空间分辨率则与比例尺有关,比例尺越大,分辨率越高。两者的关系可表示为:

$$G = \frac{\text{图像比例尺的倒数}}{\text{系统分辨率}}$$

其中, G 为“地面分辨距离”,即像片上能被分辨出的地面上两个目标间的最小距离,也就是地面分辨率。如,一幅像片的比例尺为1:50000,系统分辨率为40线对/毫米($l \cdot \text{mm}^{-1}$),则地面分辨率 $G = 50000/40 = 1250 \text{ mm} = 1.25 \text{ m}$ 。

我国光学胶片分辨率一般为 $100 l \cdot \text{mm}^{-1}$, (国外最高达 $800 l \cdot \text{mm}^{-1}$),平均解像力约 $130 \sim 160 l \cdot \text{mm}^{-1}$;综合解像力(即系统分辨率)约为 $60 l \cdot \text{mm}^{-1}$ 。一般小比例尺1:60000~1:250000,分辨率约1~4m;中比例尺1:30000~1:50000,分辨率约0.5~0.8m;大比例尺1:4000~1:25000,分辨率约0.1~0.4m。当然,这仅是一个粗略数据,大致反映各种像片记录空间细节的能力。事实上,因常有许多不可预测的变量影响到像片对物体的探测、识别和鉴定,空间分辨率的测定方法必须谨慎使用。

3. 航空立体成像

飞机携带相机沿飞行线(或条带)获取垂直航空像片。由于实际应用中多选用航空像片的立体像对,因而成功的飞行,航向重叠应为55%~65%,至少50%,一般为60%;旁向重叠大致30%。像片重叠则意味着,在相隔一定距离的不同位置拍摄同一目标。存在视差可以构成立体像对,并可进一步获得三维立体模型。

要获得正确的立体观察,必须具备以下条件:

- (1) 存在立体像对,且像对的比例尺之差不得超过15%;
- (2) 像对上同名点距离不可大于眼基距(约0.6m),否则光线不汇聚;
- (3) 像对正确定向;
- (4) 分视,左眼看左像,右眼看右像。

立体镜的作用既帮助观察者改变平时交会观察的习惯使左右眼分视,又帮助扩大视野,使像对同名点距可以大于眼基距。

立体观测还可以量测物体的相对高度。图 3.2 表示在物体相对高度测量中, 将立体像对定位, 其像主点连线为飞行线。测量两像对的像主点间距离 x , 以及被测物体底部距离 y , 测量两像对中, 该物体的顶距 B 与底距 A ($A = y$), 则

$$h = \frac{\Delta P}{P + \Delta P} \cdot H \quad (3.1)$$

式中: h 为物体的相对高度; H 为航高; P 为视差, 取值 $x - y$; ΔP 为视差较 (即视差之差), 取值 $A - B$ 。

像对立体观察时往往有垂直夸大。

它指一个立体模型垂直比例尺大于水平比例尺, 取决于摄影系统与立体观测系统的几何关系。两张连续叠复像片各中心点间的地面距离称为航摄基线。航摄基线与飞行高度之比称为基线-高度比。它决定了立体模型垂直夸大程度。基高比越小, 垂直夸张越小。比如, 若航摄基线 5400m, 航高 9000m 时, 基线-高度比为 0.6, 则在立体镜下它的垂直夸大系数为 4。

摄影图像存在几何误差, 特别是像点位移。立体像对可以通过正射投影仪或软件处理产生影像图的纠正形式——正射影像图。正射投影处理将中心投影的像片转换为正射投影的图像, 纠正了摄影像片倾斜与高度的位移, 因此正射影像图是以地图形式存在的不带标注、比例尺和地理坐标的“地图”。它比一般地图制作周期短、费用低, 且显示更详细和直观的信息, 被广泛应用于摄影测量。特别是它可在没有地形图的地方代替地

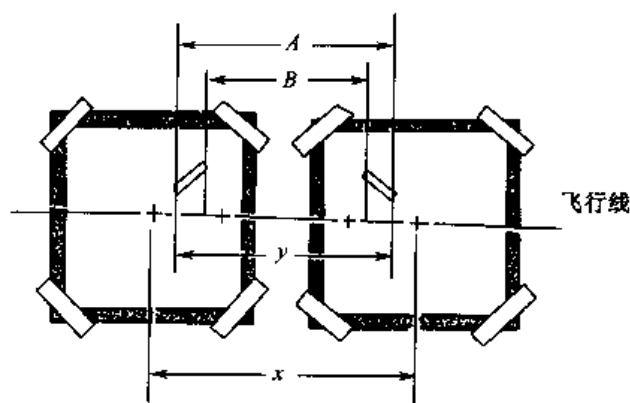


图 3.2 立体像对的度量^[1]

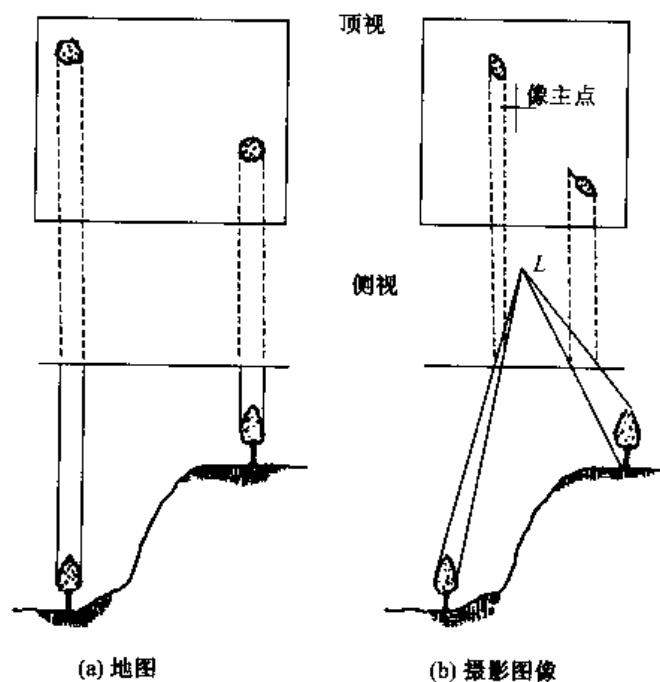


图 3.3 正射投影与中心投影^[2]

形图或作为地形图的重要补充。图 3.3 表示正射投影与中心投影的差异。

(a) 地图，正射投影，无地形位移，顶视物体；

(b) 照片，中心投影，又称透视投影，光线均通过相机透镜中心点，导致比例尺变化，图像变形。地形越高，距相机越近，变形越大，其表现出的面积比地形低处相应面积大，且物体顶部向外辐射状位移量大，故又称地形位移。可见，对于高物体、图像边缘及飞行高度低时，均出现位移量大的像点位移。

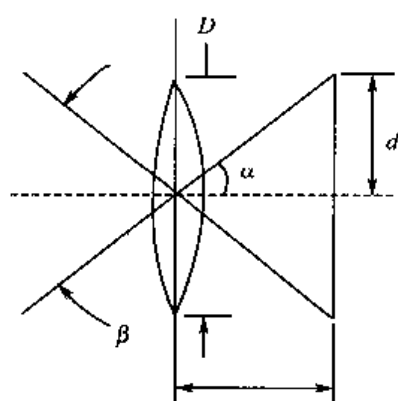


图 3.4 简单透镜的视场^[3]

直径) 为 41.6mm，则视场

在将结束摄影像片几何性质的讨论时，有必要介绍一下摄影像片的视场。摄影系统的视场比线扫描系统的大得多，可达 80°，甚至更大。图 3.4 给出计算透镜视场 (FOV) 的几何关系图^[3]。

$$\beta = \text{FOV} = 2\arctan\left(\frac{d}{f}\right) \quad (\text{度或弧度}) \quad (3.2)$$

式中： d 为位于焦平面上的场光阑的半径； f 为透镜的焦距。

图中透镜的直径 D 并不影响透镜视场的大小。举个例子，对于一个焦距为 50mm 的典型 35mm 相机的透镜系统。若 35mm 胶片的对角线距离（即有效场光阑的直径，或理解为透镜的有效探测面积的

$$\text{FOV} = 2\arctan\left(\frac{20.8}{50}\right) = 2 \times 22.5^\circ = 45^\circ$$

3.2.2 航空像片的光学性质

根据胶片的结构，可将航空像片分为多种：

1. 黑白全色片与黑白红外片

- 黑白全色片：对整个可见光波段的各感光乳胶层具有均匀的响应；
- 黑白红外片：仅对近红外波段的感光乳胶层有响应。

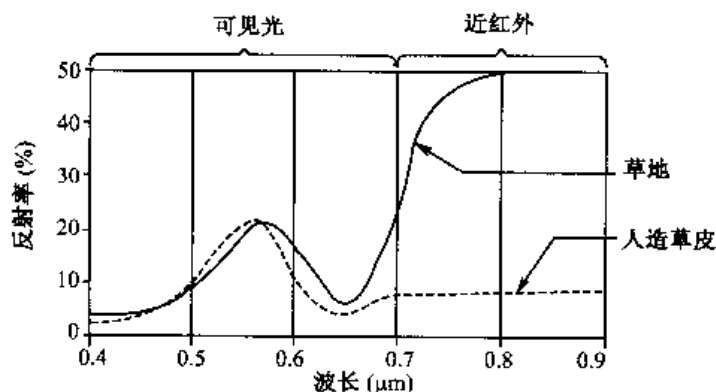


图 3.5 草地与人造草皮的光谱曲线^[2]

图 3.5 显示天然草地与人造草皮的光谱反射曲线。在 B、G、R 的可见光谱段，天然草地和人造草皮反射率曲线是相似的。但在近红外谱段，两者却差异很大，草地为高反射，人造草皮为低反射。图 3.6 黑白全色片 (a) 与黑白红外片 (b) 显示的是美国威斯康辛大学校园。图中足球场是人造草皮，在黑白全色片中与校园绿地难以区分，但在黑白红外片中，由于近红外的低反射率，与校园绿地区分十分明显。黑白航空像片多用

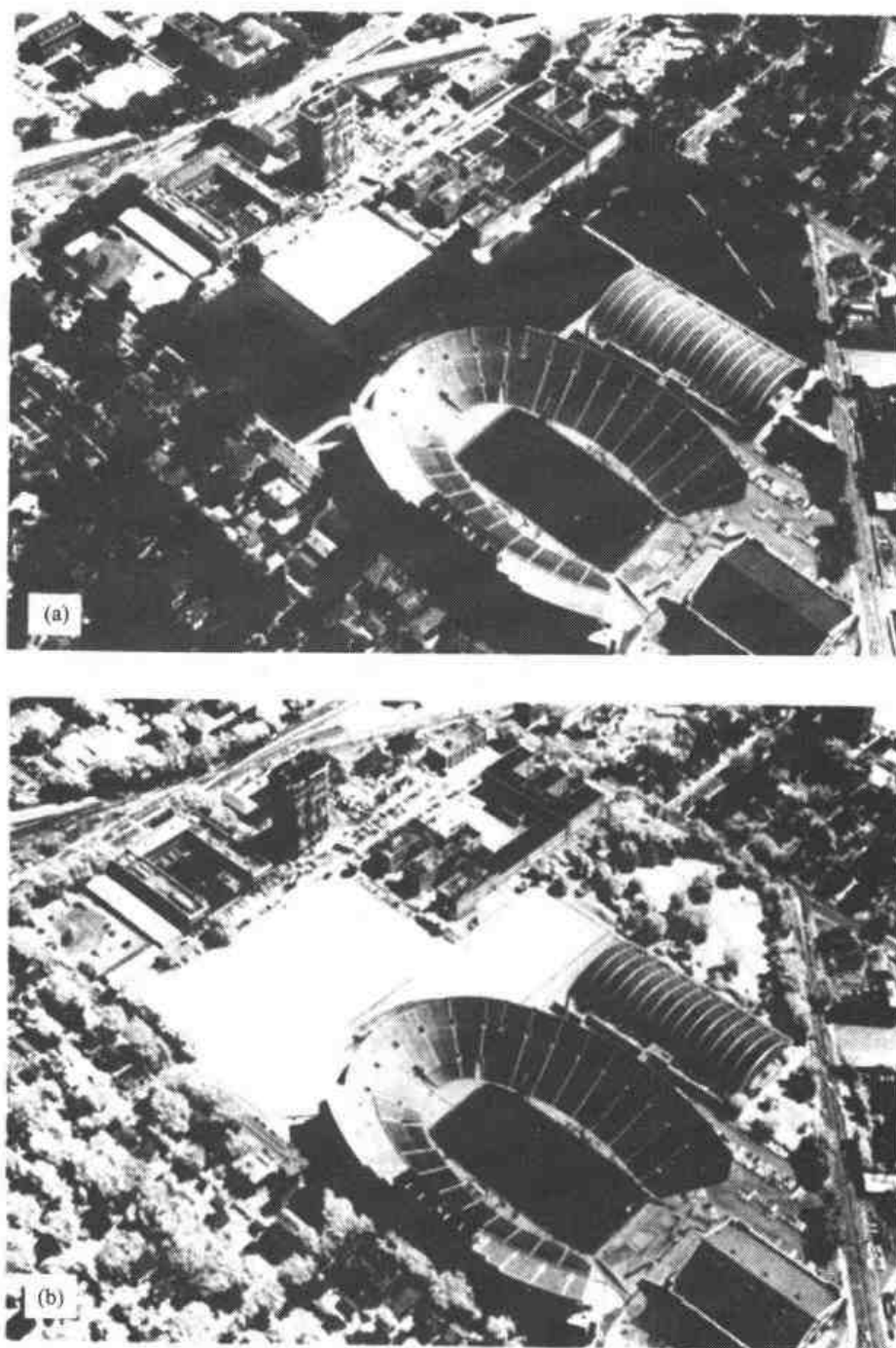


图 3.6 草地与人造草皮在不同图像上的不同表现

(美国威斯康辛大学校园)^[2]

(a) 全色片 (B/W); (b) 红外片 (B/W)

于高分辨率摄影测量中，侧重于几何方面的分析。

2. 天然彩色片与彩色红外片

• 天然彩色片：天然彩色胶片的感光膜是由三层乳胶层组成。片基以上依次为感红层、感绿层、感蓝层。胶片对整个可见光波段的光线敏感，所得的彩色图像近于人的视觉效果。

• 彩色红外片：彩红外胶片的三层感光乳胶层中，以感红外光层替代了天然彩色胶片的感蓝光层，因此，片基以上依次为感红层，感绿层，感红外层。当目标反射 $0.5\sim 0.9\mu\text{m}$ 波长范围内的电磁波能量入射到胶片上时，其中的红外分量、绿光分量、红光分量分别在相应的乳胶层感光，经显影、定影处理后，在胶片（负片）上分别呈青、黄、品红影像，而在像片（正片）上分别呈现红、蓝、绿（负片色彩的互补色）的彩色影像（图 3.7）。在彩色红外像片上，“绿色”物体呈蓝色，“红色”物体呈绿色，“反射强红外”的物体则显示红色。可见，彩红外像片上重现的“物体颜色”均向短波段方向移动了一个色位。自然界的大多数物体同时反射几个谱段的光，因而彩红外像片显示多种反射而产生的多种色彩，基本色源蓝、绿、红以及它们叠加后的各种间色、复色。再加上彩红外胶片的三层乳胶层感光度不同，使它们的成色差别较大，色反差增大。因而，彩红外像片较一般彩色像片色彩更鲜艳，层次更丰富，地物对比更明显，微弱的色差更易分辨。

另外，由于彩红外胶片上三个感光层对蓝光均有反应，而蓝光为强散射波段，它所

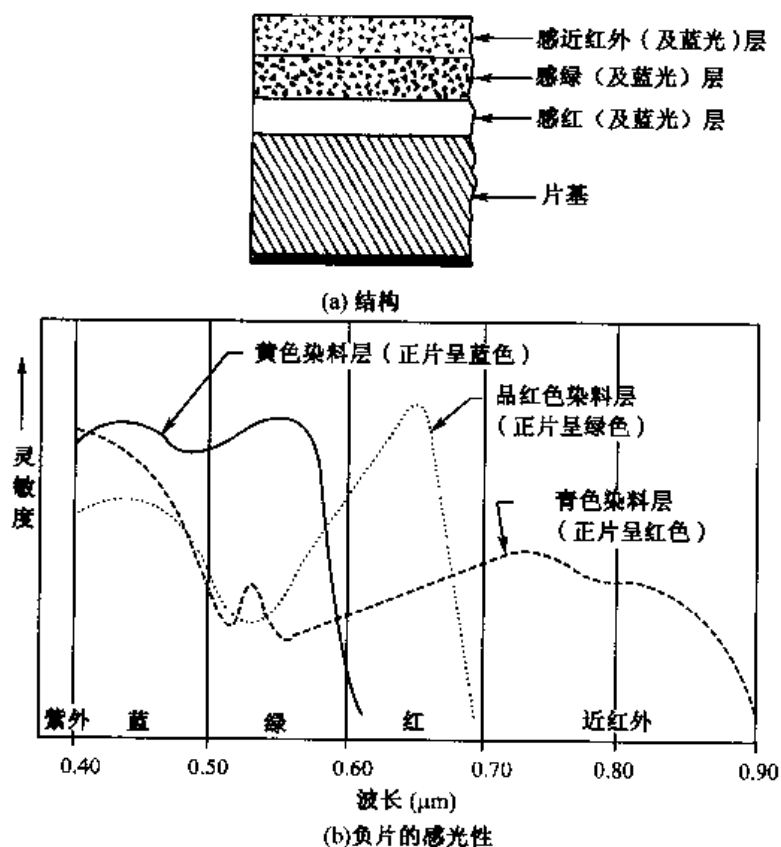


图 3.7 彩色红外像片的结构与感光度^[2]

产生的大气散射光和天空漫射光并不含地面信息，只能增加图像灰度、模糊感，降低图像反差，从而降低了图像的空间分辨率和检出能力。因而，在相机上均加上一个吸收蓝光的黄色滤光片（或胶片上直接加上黄色），滤去散射蓝光，以改善图像反差。所以，彩红外像片较一般彩色像片图像更清晰，有较强的透雾能力，利于图像判读。彩红外像片还有一个突出特点就是信息量丰富。它把感光范围从可见光扩展到近红外（ $0.7 \sim 0.9\mu\text{m}$ ），增加了地物在近红外波段的信息特征。而地表几个基本的覆盖类型——植被、土壤、岩石、水体等的反射波谱特性均在近红外波段表现出较大的差异。所以，彩红外像片比一般彩色像片，不仅信息更丰富而且识别地物的能力更强。这些特点正是彩红外像片在资源、环境、航空遥感调查中被如此广泛应用的原因所在。

地物在彩红外像片上的影像色彩主要取决于它对红、绿、红外光的反射特性。如，绿色植物叶子在光合作用中吸收红光、蓝光，反射绿光（约 20%）和近红外光（约 50%）。在正片上绿光呈蓝色，红外光呈红色，两者叠加合成品红色影像。但由于红外光的反射率远大于绿光反射率，则正片上的红色远强于蓝色。因而健康绿色植物在彩红外像片上多呈突出的红色系列。只是随着绿色植物的种类不同，对绿光、红外光反射的差异，色彩中红、蓝成色比例有所变化。如水稻多呈暗红色、幼年作物多呈粉红色、旺盛生长期作物多呈鲜红色，针叶林呈紫红色，阔叶林呈红色等。而枫叶、红果实等因反射红光、红外光，在正片上呈绿 + 红的黄色。植物发生病虫害或死亡，其红光反射增强，绿光、红外光反射大大减弱，正片呈绿或蓝绿色，所以彩红外片被用于森林病虫害的调查。水体强烈吸收红外光，并吸收红光而反射蓝绿光，在正片上呈黑 + 蓝的蓝黑色、蓝灰色。当水体含泥沙或被污染时，便较多地反射红光、红外光，则影像色彩从蓝 → 青 → 黄色变化。因此，彩红外像片对清水、浊水、污染水及土壤湿度等易于判别。裸地或土壤对红外、红、绿、蓝光均有反射。随着水分和有机质含量的不同，颜色变化较大。若水分含量少，则蓝、绿光反射少，而呈淡黄、棕色；若湿度大些则红外光被吸收，蓝、绿光反射增强，而呈不同的灰青色。盐碱地、沙地为白色、黄白色。云和雪均呈亮白色，人们借助于云的阴影来加以区别；居民地（城区），因多为水泥材料，青灰屋顶反射蓝、绿光且反射率较低，而呈灰蓝色，若为红瓦房反射较强的红光、红外光而呈淡黄色。

以上的分析只说明遥感图像的影像色彩与地物反射波谱特性具有一定的对应关系。但是，实际上因受多种因素干扰，情况要复杂得多。首先地物波谱本身是因时而异的变化值。另外彩色像片的色彩不仅与地物波谱、感光材料有关，还与摄影条件、彩色处理过程（曝光量、显影时间等）相关，往往出现偏色等现象，需要实地验证，建立判读标志。

3. 多光谱摄影像片

摄影系统中，除了采用多层乳剂来实现光谱分离外，还采用了多光谱技术，即用几台摄影相机的多透镜系统和不同的胶片-滤光片组合来实现光谱分离，同时成像，得同一景物的多波段图像。事实上，人们同时分析同一景物的多波段图像有一定困难。于是设计发展了一些彩色辅助观察仪，可得彩色合成图像（光学合成）以便多波段分析，改善地物的识别能力。

§ 3.3 扫描成像系统

多光谱扫描系统较多光谱摄影系统, 虽结构要复杂, 但有其固有的优势:

(1) 摄影系统的波谱区域仅局限在 $0.3 \sim 0.9 \mu\text{m}$ 的光学摄影波段内; 多波段扫描系统运用电子探测器, 可将感应波段扩展到 $0.3 \sim 14 \mu\text{m}$, 包括紫外、可见光、近红外、中红外、热红外谱区, 且可以感应很窄的光谱波段。

(2) 摄影系统以回收胶片方式为主, 而胶片—图像的转换, 需由地面完成; 扫描系统是数字记录形式, 能根据要求迅速地发送、记录、分析或处理输出的电信号, 并可实时显示。

(3) 摄影系统的图像是由胶片光化学过程获得, 辐射定标困难; 扫描系统的数据是由电子产生, 更适于定标, 可给出定量的辐射数据。

(4) 扫描系统的电子格式允许记录很宽范围的值, 即探测器的动态范围, 通常比摄影胶片大, 且在探测过程中, 探测器并不损耗。

(5) 多光谱摄影系统, 用多个分离的光学系统独立地采集每个波段图像, 这导致各分波段图像在空间和辐射方面的可比性问题; 多光谱扫描系统用同一光电系统同时采集整个光谱波段的数据, 再经分光系统分解成不同波长的光。

多光谱成像遥感系统主要有: ① 用分离探测器和扫描镜的光机扫描系统; ② 为线性阵列扫描系统; ③ 线阵或面阵成像光谱系统, 下面我们将分别加以讨论。

3.3.1 光学机械扫描系统

1. 成像原理

光学机械扫描系统 (optical-mechanical scanning), 利用平台的行进和旋转扫描镜对与平台行进的垂直方向的地面 (物平面) 进行扫描, 获得二维遥感数据, 故又称物面扫描系统 (across-track)。

光-机扫描系统是由扫描系统 (旋转扫描镜)、聚焦系统 (反射镜组)、分光系统 (棱镜、光栅)、检测系统 (探测元件——光电转换系统、放大器)、记录系统 (磁带记录仪) 等组成。主要用分离的探测器和扫描镜工作。

图 3.8 显示一个 5 通道光机扫描仪的成像过程。入射光束通过一个二色镜 (dichroic grating) 分离成可见光与红外能量。可见光部分再通过棱镜进一步分离为三个子波段, 同时红外能量的分为两个子波段。分离后的这 5 个较窄波段 (或通道) 的光分别感应相应的探测器产生不同的电信号并被放大和记录在多波段磁带记录仪上。

从光-机扫描系统的成像过程可知, 光机扫描是行扫描, 每条扫描线均有一个投影中心, 所得的影像是多中心投影影像。影像的飞行方向和扫描方向的比例尺是不一致的。在一条扫描线上, 因中心投影及地面起伏会产生像点位移, 且离投影中心越远, 像点位移量越大。这构成了光机扫描影像的最基本的几何特性。

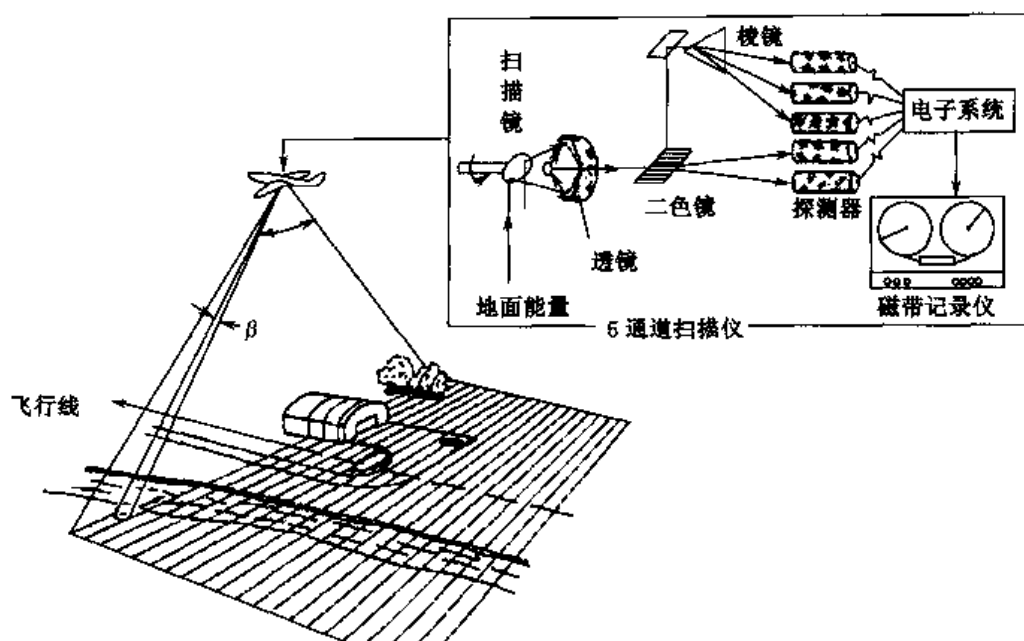


图 3.8 光机扫描仪的成像（原理与工作）过程^[2]

2. Landsat /MSS、TM

1) 概况

美国 NASA 的陆地卫星 (Landsat) 计划 (1975 年前称“地球资源技术卫星——ERTS”), 从 1972 年 7 月 23 日以来, 已发射 7 颗 (第 6 颗发射失败)。目前 Landsat 1~4 均相继失效, Landsat 5 仍在超期运行 (从 1984 年 3 月 1 日发射至今)。Landsat 7 于 1999 年 4 月 15 日发射升空 (表 3.1)。

表 3.1 陆地卫星 Landsat 系列一览表

编号	运行日期	周期/轨道	传感器	数据传输与接收
1	1972.7.23~1978.1.6	18 天/918km	RBV, 3 波段 (VIS-NIR)	星上磁带记录仪储存数据, 当卫星运行到地面站接收范围时, 再回放磁带数据, 由地面站接收。L-3 运用了中继卫星以提高数据传输速率
2	1975.1.22~1982.2.25		MSS*1, 4 波段 (VIS-NIR)	
3	1978.3.5~1983.3.31			
4	1982.7.16~1992*2	16 天/705km	MSS (同上)	利用由几个跟踪与数据中继卫星组成的实时传输系统 (TDRSS) 近实时的采集数据
5	1984.3.1~至今		TM 7 波段 (VIS-TIR)	
6	1993.10.5*3	16 天/705km	MSS (同上) ETM, 8 波段 (VIS-TIR)	星上设有 3 台磁带记录仪, 记录和回放数据
7	1999.4.15	16 天/705km	ETM+, 8 波段	三种数据传输方式: TDRSS 实时传输系统、磁带记录回放、GPS 接收器

* 1 Landsat 3/MSS 的热红外波段因记录仪故障, 发射不久失效。

* 2 Landsat 4 于 1984 年 3 月因能源出故障, 曾中断, 修复后运行, 现搁置备用。

* 3 Landsat 6 发射失败。

陆地卫星的轨道设计为与太阳同步的近极地圆形轨道, 以确保北半球中纬度地区获得中等太阳高度角 ($25^{\circ} \sim 30^{\circ}$) 的上午成像, 而且卫星以同一地方时、同一方向通过同一地点, 保证遥感观测条件的基本一致, 利于图像的对比。如 Landsat 4、5 轨道高度 705km, 轨道倾角 98.2° , 卫星由北向南运行, 地球自西向东旋转, 卫星每天绕地球 14.5 圈, 每天在赤道西移 2752km, 每 16 天重复覆盖一次, 穿过赤道的地方时为 9 点 45 分, 覆盖地球范围 $N81^{\circ} \sim S81.5^{\circ}$ 。

Landsat 6 / ETM, 在原 TM 7 个波段的基础上, 除加了一个全色波段 $0.5 \sim 0.9$ 微米, 空间分辨率 15m 外, 还改善了探测器设计, 使所有波段数据可自动配准, 并有一个 9bit 的 A/D 转换器提供高、低增益。高增益用于低反射区如水, 低增益用于高反射区如沙漠。遗憾的是 Landsat 6 因技术问题发射失败。

Landsat 7/ETM+, 在原 ETM 的基础上, 设置了太阳定标器和内部灯定标, 以改善辐射定标, 且热红外谱段空间分辨率提高到 60m。同时, 采用三种数据传输方式: TDRSS 实时传输系统、磁带记录仪再回放以及 GPS 接收器。

2) Landsat 数据的特点

MSS (Multi Spectral Scanner) 为四波段光-机扫描仪。TM (Thematic Mapper) 为专题制图仪, 一种改进型的多光谱扫描仪。其空间、光谱、辐射性能均比 MSS 有明显提高, 因而数据质量提高、数据量增加。以下的讨论我们以 TM 图像数据为主, 对两者进行对比分析。

陆地卫星的 MSS、TM 在波段选择上, 均考虑到在各自的条件下最大限度地区分和监测不同类型的地球资源。MSS 选用可见光-近红外 ($0.5 \sim 1.1\mu\text{m}$) 谱段, 共分 4 个波段。TM 选用可见光-热红外 ($0.45 \sim 12.5\mu\text{m}$) 谱段, 共分 7 个较窄, 更适宜的波段。

TM1 $0.45 \sim 0.52\mu\text{m}$ 。为新增加的蓝波段, 主要增加水下信息。该波段位于水体衰减系数最小, 散射最弱的部位 ($0.45 \sim 0.55\mu\text{m}$), 对水的穿透力最大 (对清水可达 30m), 可获得更多水下细节, 用于判别水深、浅海水下地形、水体浑浊度、沿岸水、地表水等, 进行水系及浅海水域制图。同时它位于绿色植物叶绿素的吸收区 ($0.45 \sim 0.50\mu\text{m}$), 对叶绿素与叶绿素浓度反映敏感。用于海水叶绿素含量监测, 特别是常绿与落叶植被的识别, 森林类型制图以及土壤与植被的区分, 也有助于植物胁迫 (stress) 的识别。

TM2 $0.52 \sim 0.60\mu\text{m}$, 绿波段, 与 MSS 4 ($0.5 \sim 0.6\mu\text{m}$) 相关性大。该波段位于健康绿色植物的绿色反射率 ($0.54 \sim 0.55\mu\text{m}$) 附近, 对植物的绿反射敏感, 可用以识别植物类别和评价植物生产力。对水体有一定穿透力 (一般 $10 \sim 20\text{m}$), 可反映水下特征、水体浑浊度、沿岸泥沙流、水下地形、沙洲、沿岸沙地等, 并对水体污染特别是金属和化学污染的研究效果好。

TM3 $0.63 \sim 0.69\mu\text{m}$, 红波段, 与 MSS 5 ($0.6 \sim 0.7\mu\text{m}$) 相关性大。该波段位于叶绿素的主要吸收带 (吸收谷在 $0.67 \sim 0.69\mu\text{m}$), 可根据对不同植物叶绿素的吸收来区分植物类型、覆盖度, 判断植物生长状况、健康状况等。位于含沙浓度不同水体辐射峰值 ($0.58 \sim 0.68\mu\text{m}$) 附近, 对水中悬浮泥沙反映敏感, 用于研究泥沙流范围及迁移规

律。对水体的穿透力约为2m左右。此外，该波段对裸露地表、植被、土壤、岩性、地层、构造、地貌、人文特征等可提供丰富的信息，为可见光最佳波段。

TM2、3较MSS4、5波段为窄，更集中地反映出叶绿素的绿光次反射和红光吸收，以提高对植物光谱检测的灵敏度（图3.9）。

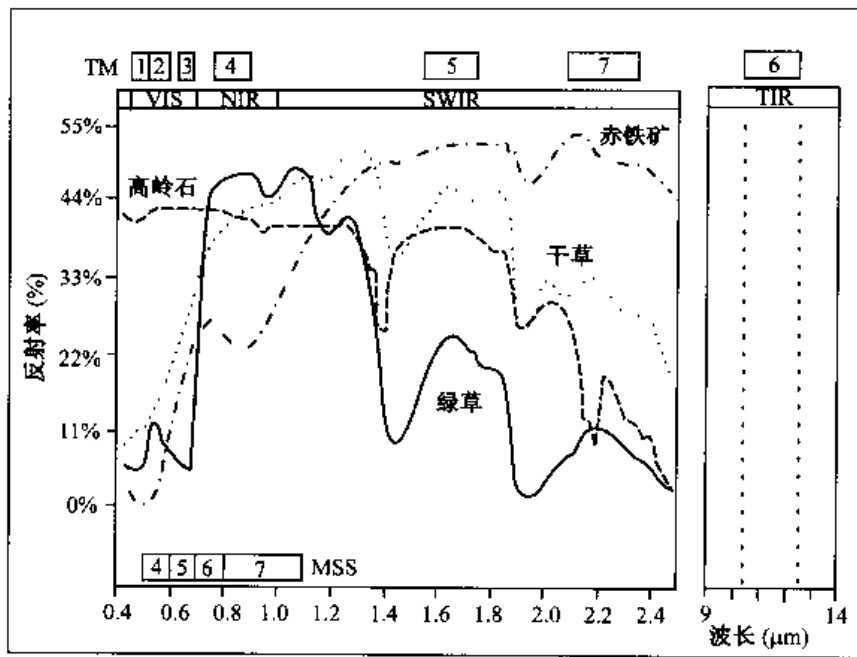


图 3.9 Landsat/TM 对植物、矿物的检测能力^[4]

TM4 $0.76 \sim 0.90 \mu\text{m}$ ，近红外波段，与 MSS 6 ($0.7 \sim 0.8 \mu\text{m}$) 及 MSS 7 ($0.8 \sim 1.1 \mu\text{m}$) 相关性大。该波段位于植物的高反射区，光谱特征受植物细胞结构控制，反映大量植物信息，故对植物的类别、密度、生长力、病虫害等的变化最敏感。用于植物识别分类、生物量调查及作物长势测定，为植物通用波段。同时，处于水体强吸收区，水体轮廓清晰，用于勾绘水体，区分土壤湿度及寻找地下水、识别与水有关的地质构造、地貌（潮间带、潮水沟、古河道、边滩等）、土壤岩石类型等均有利。

TM5 $1.55 \sim 1.75 \mu\text{m}$ ，短波红外波段。该波段位于水的吸收带 (1.4 、 $1.9 \mu\text{m}$) 之间，受两个吸收带的控制。反映植物和土壤水分含量敏感，利于植物水分状况研究和作物长势分析等，从而提高了区分不同作物的能力。对岩性及土壤类型的判定也有一定作用。此外，该波段雪比云反射率低，色调暗而形成较大反差，易于区分雪和云，特别是那些可见光、近红外、热红外波段均难以区分的小而薄的云。一般说来，TM5 信息量大，利用率高。

TM7 $2.08 \sim 2.35 \mu\text{m}$ 短波红外波段。该波段位于水的吸收带 (1.9 、 $2.7 \mu\text{m}$) 之间，受两个吸收带的控制。对植物水分敏感。包含了黏土化蚀变矿物吸收谷 ($2.2 \mu\text{m}$ 附近) 及碳酸盐化蚀变矿物吸收谷 ($2.35 \mu\text{m}$ 附近)，对岩石、特定矿物反映敏感，用于区分主要岩石类型、岩石的水热蚀变、探测与交代岩石有关的黏土矿物等，为地质学家追加的波段，以增加地质探矿方面的应用。

TM5、7 均受水吸收带的影响，对植物叶子的含水量及由于水分过量引起的病变反

映灵敏,并可增强土壤与绿色植物之间的反差,提高对植物的识别能力(图3.9)。

TM6 $10.4\sim 12.5\mu\text{m}$, 热红外波段。探测常温的热辐射差异。根据辐射响应的差异,可进行植物胁迫分析、土壤湿度研究、农业与森林区分、水体、岩石等地表特征识别以及监测与人类活动有关的热特征,进行热测定与热制图。

以上分析说明, TM 较 MSS 频道增多, 波带变窄, 针对性更强, 并增加了蓝波段和短波红外波段, 大大扩大了它在生物学、地质学、水文学等方面的应用。同时, 更利于根据不同应用目的, 选择多种数据组合处理有效地提取不同的专题信息。

改进型专题制图仪 ETM (Enhanced Thematic Mapper), 除 TM 7 个波段外, 又加了一个全色波段 (pan), $0.5\sim 0.9\mu\text{m}$ 。

Landsat 1~3/MSS 的空间分辨率为 80m。TM 的扫描角为 15.4° , TM 的可见光—短波红外 (TM 1~5、7) 波段的空间分辨率为 30m; TM6 热红外波段的空间分辨率为 120m。ETM 的全色波段 (pan) 空间分辨率为 15m, ETM+ 的热红外波段空间分辨率提高到 60m。

一幅陆地卫星图像的地面覆盖(即扫描总宽度)为 $185\text{km}\times 185\text{km}$ 。如 MSS 每波段 6 个探测器, 一次扫描 6 条扫描线宽 $79\text{m}\times 6=474\text{m}$ 。每幅图像约扫 25 秒, 390 次, 则轨道方向扫描宽度为 $474\text{米/次}\times 390\text{次}$ 约为 185km。扫描仪本身扫描宽度为 185km。相邻图像的前向(南北向)重叠约 10%。旁向(东西向)重叠由赤道向两极逐渐增大, 赤道 14% (Landsat 4、5 为 7%), 纬度 40° 处为 34%, 纬度 60° 处为 57%, 纬度 81° 处为 85%。(Landsat 4、5 为 84%)。

时间分辨率: 即重复覆盖周期 Landsat 1~3 为 18 天, Landsat 4、5、7 为 16 天。

辐射分辨率: MSS7 为 64 量级, MSS4~6 为 128 量级。TM 的扫描镜可以在往返两个方向上进行扫描和获取数据。(MSS 只能单方向扫描), 可以降低扫描速率, 缩短停顿时间, 改善信噪比、提高辐射精度, 所以 TM 的辐射分辨率提高到 256 量级。

一景 MSS 图像的总数据量为 30 兆字节。一景 TM 图像的总数据量增至 230 兆字节。即每个反射波段 16 个探测器, 6 个反射波段共 96 个探测器, 再加上热辐射波段 4 个探测器, 则任一瞬间有 100 个探测器感应地表的辐射亮度。 $6400\text{像元/行}\times 5984\text{行}\times 6+1600\text{像元/行}\times 1496\text{行}\times 1=230\text{兆字节}$ 。ETM 加的全色波段有 32 个探测器。该波段数据为 $12000\text{行}\times 14000\text{像元/行}$, 其数据量是 TM 其他波段(除 TM6)的四倍, 故一景 ETM 的总数据量达 398 兆字节。

TM 与 MSS 相比, 改进了姿态控制系统, 使平台稳定性改善, 同时, 因扫描方式变化, 扫描镜摆动速度降低, 以及探测器直接处于焦平面上, 系统的光学效率得以改善等, 因而 TM 信息平面位置几何精度提高, 更利于图像配准和制图, 可用于编制 1:10 万, 甚至 1:5 万的专题图。

通过对 TM 7 个波段数据的分析, 可获得 5 个具有明确物理意义的特征变量:

(1) 亮度 (Brightness), 构成亮度的主要成分是可见光波段。TM1~3 的灰度值各代表可见光中蓝、绿、红光的亮度。TM4、5 对亮度也有贡献。亮度主要反映地物的辐射水平, 用以监测地物的反射辐射强度。它可以是几个波段之和、平均值、或 $(\text{TM}_1^2 + \text{TM}_2^2 + \text{TM}_3^2)^{1/2}/3$ 等。

(2) 绿度 (Greenness), 对绿度贡献最大的是对植物高反射的 TM4, 而 TM3 与之

呈负相关。它们的组合反映红外与红光辐射强弱的对比关系,提供更多植被信息, TM5、7 对绿度也有一定作用。最常用的绿度值为标准植被指数 $NDVI = (TM4 - TM3) / (TM4 + TM3)$, 还有比值、差值等各种组合(参见第 12 章“植物遥感”有关内容)。

(3) 湿度 (Wetness), 构成湿度的主要是 TM5、7。它们均处于两个水的强吸收带之间, 受到水吸收带的控制, 对湿度反应最灵敏。它可以是 TM5、TM7 独立构成, 也可以两波段比值、差值、标准差等。

(4) 透射度 (深度) (Degree of Transmission), 透射度主要对透射可见光的水体而言, 由 TM1、TM2 构成, 对研究水深、水下地形、水体浑浊度等有用。

(5) 热度 (Thermoness), 构成热度的主要是热红外波段的 TM6。热度主要反映物体常温下的热辐射差异, 也可反映高温的“热度”, 它与湿度也有一定相关性。

对于不同的应用目的, 不同的研究对象, 其最有意义的特征变量是不同的。如土地资源调查中, 最有用的是亮度、绿度、湿度, 而对于地质体的研究则亮度、湿度、热度意义更大。另外, 由于存在地域差异, 可根据不同的区域特征和不同的目标, 进行不同波段数据的各种变换处理, 获得新的特征空间数据集。

陆地卫星图像常以彩色方式表现。最常用的标准假彩色合成图像是由 MSS4、5、7 波段分别赋予蓝 (B)、绿 (G)、红 (R) 色匹配复合而成。这种图像与前述的彩色红外图像具有相似的光谱彩色特征。它突出了植被的红色系列, 岩石、土壤多以浅色系列为主, 水体多呈蓝色为主的系列, 因而地表最基本的几种覆盖类型得以较明显的区分, 视觉效果好, 被人们普遍选用, 尤其是目视解译。对应于 TM, 这种标准假彩色合成则为 TM2、3、4 波段 (B、G、R)。但是, 因 TM 波段多, 可选择波段的余地大, TM2、3、4 组合并非最佳。在具体遥感应用分析中, 需根据不同地区、不同应用目的、针对不同的图像数据, 运用多种方法来选择最合适的波段组合。(参见“图像数据融合”“分层分类”的内容)。

3. NOAA/AVHRR 与“风云”气象卫星

1) 概况

美国 NOAA 极轨气象卫星从 1970 年 12 月第一颗发射以来, 近 30 年连续发射了 16 颗。NOAA 气象卫星系列采用双星系统, 与 Landsat 相似的轨道——与太阳同步近极地圆形轨道, 以确保同一地点、同一地方时的上午、下午成像。轨道平均高度分别为 833km 和 870km, 轨道倾角 98.7°和 98.9°。

从 NOAA6 (1979 年 6 月 27 日) 开始, NOAA 卫星系列带上 AVHRR (Advanced Very High Resolution Radiometer) 改进型甚高分辨率辐射仪等 5 种遥感器。包括:

(1) 高分辨率红外辐射探测仪——HIRS/2 (High Resolution Infrared Sounder) 共 20 个通道, 主要测量红外辐射以计算地表到 10 毫巴气压高度的温度廓线、大气水汽含量、臭氧总含量等。NOAA-K 的 HIRS/3 将 20 个通道中的 5 个通道灵敏度提高。

(2) 平流层探测装置——SSU (Stratosphere Sounding Unit), 3 个通道, 主要探测红外 CO_2 区, 得平流层温度, 即探测全球表面直到 50km 平流层高度的大气温度垂直分

布(测温精度 $1\sim 1.5^{\circ}\text{C}$)、大气中水汽含量分布以及臭氧总含量。

(3) 微波探测装置——MSU (Microwave Scanner Unit), 共4个通道, 探测波段选在微波氧气吸收带, 探测地表到20km有云存在时的温度廓线。NOAA-K新增加两个微波仪器: AMSU-A, 共15通道($23.8\sim 89\text{GHz}$), 星下点分辨率50km, 用于对地表到45km的大气垂直温度廓线的反演计算; AMSU-B, 共5通道($89\sim 183\text{GHz}$), 星下点分辨率为16.7km, 用于对地表到20km的大气垂直湿度廓线的反演计算。以上三者统称为垂直探测器——TOVS。

(4) 数据采集系统——DCS (Data Collection System), 接收地面上固定或活动气象台站发送的观测资料, 同时可对有关观测器进行定位, 定位精度达 $3\sim 5\text{km}$, 并转发到地面接收站。

(5) 空间环境监测器——SEM (Space Environmental Monitor), 测量太阳质子、 α 粒子、 γ 射线和X射线的高能粒子流等, 为高层大气物理研究提供数据, 同时对近地表环境的能量消耗进行监测。

可见, 气象卫星提供了多种多样的遥感资料。包括: 可见光与红外云图; 一系列气象及环境数据, 如云量、云分布、大气垂直温度、大气水汽含量、臭氧含量、云顶温度、海面温度、地面温度、太阳的短波辐射(由地球-大气系统反射和散射回太空的太阳短波辐射)、地球表面和大气系统发射的长波辐射等; 以及由以上资料派生的气象要素, 如根据云的运移计算的高低空风场, 根据云分布、云量及大气水汽含量计算的降雨分布和强度, 由海面温度分布推算的洋流速度、海冰覆盖范围的变化, 由地面温度推算的土壤湿度、冰雪覆盖范围等; 空间环境监测资料, 如太阳质子、 γ 射线和X射线的高能粒子流等高空大气物理参数。因而, 气象卫星除了应用于天气分析、气象预报、气候学研究等以外, 还广泛应用于资源与环境科学的各个领域, 如水文学、海洋学、植物学、资源与环境监测, 区域土壤水分分析, 灾害监测等。

气象卫星从轨道特征可以分为: ①低轨的极轨气象卫星——与太阳同步的近极地圆形轨道(轨道高度约 $800\sim 1600\text{km}$), 如NOAA(美)、Fy-1(中)等; ②高轨的静止气象卫星——与地球同步轨道(轨道高度约 36000km), 如GOES(美)、GMS(日)、GOMS(前苏联)、INSAT(印度)、Fy-2(中)、Metosat(欧洲空间局)等。

1998年5月以来, 原美国极轨气象卫星改名为极轨业务环境卫星(简称POES)。新一代极轨业务环境卫星计划发射5颗, 分别为NOAA-K, NOAA-L, NOAA-M, NOAA-N, NOAA-N'。时间跨度为1998~2010年, 每颗星设计工作寿命至少2年。星上携带的遥感器也有很大的改进。

2) NOAA/AVHRR数据的特点

NOAA/AVHRR改进型甚高分辨率辐射仪为一台旋转平面镜式光学机械扫描仪。扫描角 $\pm 55.4^{\circ}$, 扫描带宽 2800km , 成像面积大, 利于获得宏观同步信息。

AVHRR选用可见光—热红外($0.58\sim 12.5\mu\text{m}$)5个波段, NOAA-K改为6个波段。CH1可见光红波段, $0.58\sim 0.68\mu\text{m}$; CH2近红外波段, $0.725\sim 1.1\mu\text{m}$; CH3中红外波段, $3.55\sim 3.93\mu\text{m}$; 两个热红外波段CH4为 $10.5\sim 11.3\mu\text{m}$ 和CH5为 $11.5\sim 12.5\mu\text{m}$ 。新增的3A通道波长为 $1.58\sim 1.68\mu\text{m}$, 重点用于云、雪区分及下垫面研究,

它与原 CH3 (后改 3B) 交替工作, 3A 白天工作, 3B 夜间工作。

AVHRR 的空间分辨率是变化的, 星下点处为 1.1km, 远离星下点处约为 4km。

对于每颗 NOAA 卫星, 重复观测周期为一天 2 次, 在双星系统下, 同一地面点每天有 4 次过境资料。我国北京气象卫星地面站的观测时间, 一颗约为 7 点 30 分与 19 点 30 分; 另一颗约为 3 点与 15 点。一般选用白天 (早晨和午后) 两个时间的数据。因而, 其时间分辨率为 2~4 次/天, 重复观测周期短, 利于多时相高密度的动态监测。

AVHRR 具有较高的辐射分辨率, 其数据的量化等级为 1024 (10 bit 数据结构)。可见光和近红外通道的灵敏度在反射率为 0.5% 时, 信噪比大于 3。热红外通道的噪声等效温度差 (NEAT) 小于 0.12K, 温度分辨率达 1℃。

NOAA/AVHRR 的扫描角大 ($\pm 55.4^\circ$), 扫描带宽 (约 2800km)。一方面, 因地球曲率、大气和目标的方向反射特征, 以及传感器扫描角和太阳高度角的差异等均对数据影响较大, 因而 AVHRR 的数据变形较大, 几何畸变较严重, 尤其在扫描带两侧更为明显。图 3.10 (a)、(b) 显示内蒙古西部黄河大拐弯处 NOAA/AVHRR 图像几何纠正前后的对比^[5]。另一方面, 若选取相邻轨道或连续几天的 NOAA 数据, 则构成不同观测角的重叠数据。这些数据虽然空间分辨率低些, 但对于多角度遥感研究是有意义的。原始 AVHRR 数据的几何畸变很大程度取决于观测角与扫描角的变化。图 3.10 (c)、(d)、(e) 显示同一地区相邻不同轨道 NOAA 数据几何变形的差异, 其中 (d) 为垂直观测的图像, (c)、(e) 分别位于它的两侧。这些重叠数据间必然有差异 (波动)。其波动的原因在于^[6]: ① 目标的非朗伯体效应 (方向反射及空间结构变化); ② 大气的非朗伯体效应; ③ 不同观测角度像元大小 (即空间分辨率) 不同。后两者可暂不考虑, 可假设连续几天内, 大气条件相似以及地面目标变化不大, 则 AVHRR 反射光谱值 (CH1、CH2) 的变化, 可认为是 θ , Φ , θ' , Φ' 及方向反射变化引起的。若“纠正”了 θ , Φ , θ' , Φ' 的影响, 则主要反映的是方向反射特征, 包含地表反射光谱特征和结构信息, 可用以进行多角度遥感的研究。

气象卫星地面站所提供的 NOAA/AVHRR-1B 产品, 主要经过基本的辐射和几何纠正处理。其中“辐射纠正”包括定标、可见光-近红外 (VIS-NIR) 的太阳高度角纠正、热红外 (IR) 波段的临边变暗订正等 3 部分。其处理内容有^[7]:

(1) 定标: ① VIS-NIR 定标用地面定标系数 $E_i = A_i I_i + B_i$; ② TIR 数据定标用轨道定标数据 (由飞行中探测器对比靶测量值计算而得)。这些定标系数均按一定格式记录在每条扫描线中。定标后, TIR 探测值转换为光谱辐射率; VIR 探测值转换为反射率。

(2) 可见光-近红外 (VIR) 通道的太阳高度角订正。即把不同太阳高度角 (h) 所形成的像元亮度值调整为太阳垂直照射的亮度值, 表示为

$$E_c = E/\sin h = E/\cos \alpha$$

式中: E 为定标后的反射亮度; h 为探测点的太阳高度角; α 为其太阳天顶角。

(3) 热红外 (TIR) 波段临边变暗订正。TIR 通道探测数据随探测点卫星天顶角 α 的不同面有差异, 越靠扫描线边缘, 探测路径越长, 大气衰减越甚, 探测值越小, 在图像上显得越暗, 此为“临边变暗”, 必须加以纠正。即由每个像元的坐标, 计算出对应的扫描角与相应亮度值, 使其恢复到相应于卫星在天顶探测时的探测值。采用经验订正

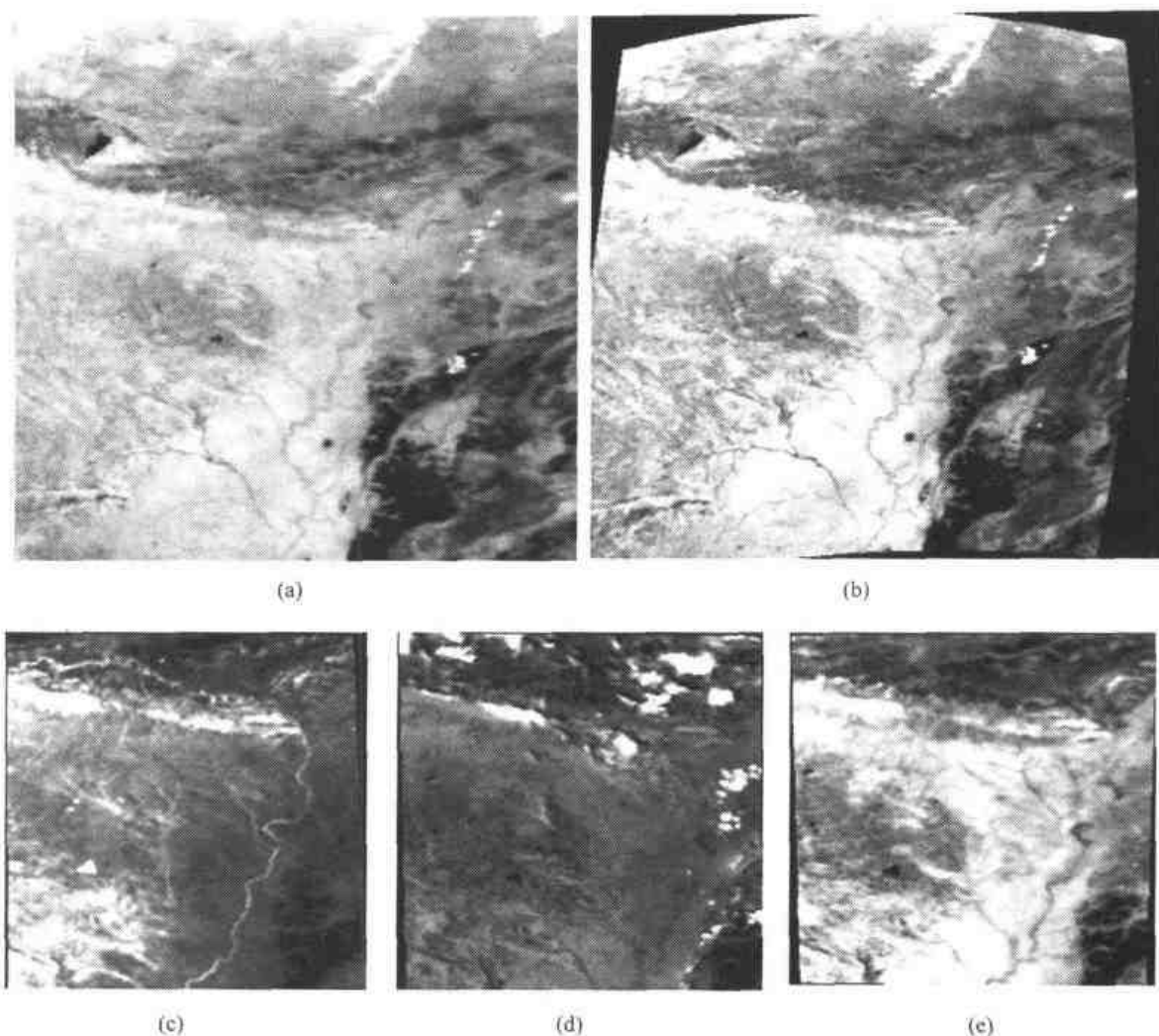


图 3.10 NOAA 图像几何纠正前后及相邻不同
轨道数据几何变形的差异^[5]
(内蒙古西部黄河大拐弯处)

法加以改进。

$$T = T_b + \Delta T - 273.15(^{\circ}\text{C}) \quad (3.3)$$

式中：\$T\$ 为订正后的温度；\$T_b\$ 为亮度温度；\$\Delta T\$ 为不同卫星探测角 \$\delta\$ 的温度订正值。

$$\begin{aligned} T_b &= C_2 / \ln(C_1 \nu^3 / E + 1) \\ \Delta T &= (e^{0.00012 \cdot \delta^2} - 1) * (0.1072 \cdot T_b - 26.81) \\ \theta &= \sin^{-1}[(Re + H) / Re * \sin \delta] \end{aligned} \quad (3.4)$$

式中：\$E\$ 为定标后的辐射亮度；\$\nu\$ 是探测波段的中心波数，对于 NOAA 的 CH3、CH4、CH5 红外通道 \$\nu\$ 分别取 2674、926、833；\$C_1\$、\$C_2\$ 为常数；\$C_1 = 1.191065 \times 10^{-5}\$；\$C_2 = 1.438833\$；\$\delta = \text{smj} / 2048 \times |i - 1024|\$；smj 为 NOAA 的扫描幅度取 \$110.8^{\circ}\$；\$i\$ 为探测点的探测序号 (\$i = 1, 2, 3 \dots 2048\$)。

气象卫星的轨道每天向东飘移 6° 。三条轨道可以完全覆盖我国国土。这三条相邻轨道的时间约 6 小时,在这段时间间隔内,太阳高度角及目标的光照强度均会有明显的变化,卫星遥感器所接收到的地面目标反射辐射能量也会有较大差异。因而,一方面需要对数据进行归一化处理,另一方面考虑到方向反射特性还需要进行太阳高度角、方位角的纠正。则 NOAA/AVHRR (或 Fy-1) 每通道归一化输出值,可用下式 (3.5) 表示^[8]:

$$N_{sr}(z, \theta, \Phi, \theta', \Phi') = \int_{\lambda_1}^{\lambda_2} \Phi(\lambda) \{ E(z, \lambda) \cdot R(z, \Phi; \theta', \lambda) \cdot T(\theta', \lambda) + L_p(z, \theta, \Phi, \theta', \Phi') \} d\lambda / \int_{\lambda_1}^{\lambda_2} \Phi(\lambda) d\lambda \quad (3.5)$$

式中: N_{sr} 为带宽为 r 的归一化仪器输出; $\Phi(\lambda)$ 为仪器的光谱响应; λ_1, λ_2 为光谱通道上、下限; $E(\lambda)$ 为在某一像素点的入射辐射; $T(\lambda)$ 为大气透过率; L_p 为大气程辐射; z 为太阳天顶角; θ' 为卫星天顶角; Φ 为太阳方位角; Φ' 为卫星方位角。

3) “风云”气象卫星

“风云 1 号” (Fy-1) 气象卫星是我国首次自行设计和发射的试验型极轨气象卫星。Fy-1A、1B 分别于 1988 年 9 月 7 日和 1990 年 9 月 3 日在太原卫星发射中心先后发射升空。虽然两颗星的运行时间都不长,但发回的数据和处理出的图像产品 (如多轨拼图、局部地区台风、云系、植被及地形、地貌特征影像图等) 图像清晰、层次丰富、充分显示了星上遥感器的观测能力。Fy-1C、Fy-1D 分别于 1999 年 5 月 10 日、2002 年 5 月 15 日成功发射。Fy-1D 是我国第一代与太阳同步轨道业务应用气象卫星。

Fy-1 系列也采用近圆形太阳同步轨道,以 Fy-1C 为例,轨道高度 863km、轨道倾角 98.79° ,轨道周期 102.33 分,每昼夜绕地球运行 14 圈,每天在固定地方时经过同一地点上空 2 次,轨道回归周期 10.61 天。

卫星上载有 2 台可见光和红外扫描辐射仪 AVHRR,对地扫描角为 $\pm 55.4^\circ$,瞬时视场角 IFOV 为 1.2mrad,星下点地面分辨率为 1.1km,其扫描范围在轨道两侧各 1500km,总扫描宽度约 3000km。相邻两轨道云图可以相接,从而获得全球气象卫星云图。Fy-1A、1B 的 AVHRR 也有 5 个波段,与 NOAA/AVHRR 相比主要不同在于增设了可见光蓝波段 $0.48 \sim 0.53\mu\text{m}$ 和绿波段 $0.53 \sim 0.58\mu\text{m}$,加强了海洋水色环境探测以分析海洋叶绿素浓度分布、海洋初期生产力等。由它的可见光三个波段合成的天然彩色图像增强了对地表特征的识别分析能力。但是,由于它缺少中红外波段,且热红外波段较宽,故对地球表面温度场的探测能力有所减弱。Fy-1C 的 AVHRR 通道由原来的 5 个增加到 10 个,既包含了 NOAA 卫星的所有 6 个通道,还包含了海洋水色卫星的 4 个通道。它对于获取全球气象、环境参数进行中长期天气预报和气候预测提供必要的基础数据,已在海洋水色研究 (测量海洋初级生产力、研究海洋浑浊度、海洋污染等)、陆地环境与灾害、全球环境监测等方面发挥巨大作用。另外,星上磁带机存储容量增加,并由存储模拟信号改为数字信号,每天可以获得一次 4 通道 4km 分辨率的全球观测数据,以及获得 20 分钟 10 通道 1.1km 分辨率的地区数据。Fy-1D 星上还装有空间粒子成分监测器和数据收集与分发器等,可实时与延时发送数字云图,进行陆地、海洋和空间环境

研究。

表 3.2 列出了 NOAA/AVHRR、Fy-1 系列卫星的主要波段分布及应用领域。

表 3.2 NOAA、Fy-1 极轨气象卫星的波段 (μm) 与应用领域

NOAA/AVHRR	Fy-1A/1B	Fy-1C/1D	主要应用领域
0.58~0.68	0.48~0.53 0.53~0.58 0.58~0.68	0.43~0.48 0.48~0.53 0.53~0.58 0.58~0.68	海洋水色、叶绿素、泥沙、海冰、海洋污染 陆地表面、植被
0.725~1.10	0.725~1.10	0.84~0.89 0.90~0.965	植被、水陆边界 海冰、滩涂、大气状况
1.58~1.68 3.55~3.93		1.58~1.64 3.55~3.93	土壤湿度、植物含水量、云雪识别 高温热点、夜间成像
10.5~11.3 11.5~12.5	10.5~12.5	10.3~11.3 11.5~12.5	地球背景温度场、热污染、海温、海流和 涡旋

“风云 2 号”(Fy-2) 是我国自行研制的第一颗静止气象卫星。于 1997 年 6 月 10 日, 从我国西昌卫星发射中心, 由长征三号运载火箭成功发射, 送入地球准同步轨道。卫星从西向东绕地球公转角速度与地球自转角速度相等, 故对地相对静止, 定位于东经 105° 的赤道上空, 卫星轨道高度约 35800km。Fy-2 采用自旋稳定方式(卫星每分钟自旋约 100 转)通过卫星的姿态控制系统使卫星的自旋扫描保持与地轴平行。星上携带多种仪器, 既有对地观测功能, 又有广播、通信功能。其主要遥感器为 3 通道扫描辐射计——可见光、红外和水汽自旋扫描辐射计(VIWSSR), 可获得白天的可见光云图、昼夜红外云图和水汽分布图像, 可见光-近红外通道为 $0.55\sim 1.05\mu\text{m}$, 星下点分辨率为 1.25km; 水汽通道为 $6.2\sim 7.6\mu\text{m}$, 用于获得对流层中上部水汽分布图像; 红外通道为 $10.5\sim 12.5\mu\text{m}$, 用于获得昼夜云和下垫面辐射信息。水汽和红外通道图像的星下点分辨率为 5km, 每半小时可以获取一幅全景原始云图。星上还带有 3 个卫星云图转发器, 可转发高、低分辨率云图, 并进行天气图传播等; 数据收集系统可提供 133 个通道的数据传输(其中 100 个国内通道、33 个国际通道), 用于收集地球表面监测台站的气象、水文、海洋等数据; 空间环境监测器用于监测太阳活动和空间环境。

我国国家气象局卫星气象中心的气象卫星地面站接收处理系统(简称 MSGS), 可以实时接收、实时和延时处理我国风云气象卫星、美国 NOAA 极轨气象卫星和日本 GMS 静止气象卫星的各种图像和数据(HRPT 数据), 并输出多种形式的产品。此外, 部分应用领域也有了相应的产品或运行系统, 如全国植被指数低分辨率数据和植被状况的旬月报分析产品, 森林草场火灾监测及警报系统(除对全国林区实行 24 小时监测外, 还有一些区域性专门系统), 洪涝灾害的监测与评估, 作物估产与灾情分析(气象系统部分), 海冰动态监测与洋面温度场反演, 震前地面异常监测等。

FY-2 的地面应用系统是一个多功能、实时的业务系统。它包括设立在北京气象卫星地面站的指令数据接收站(CDAS), 设立在国家卫星中心的数据处理中心(DCP)和运行控制中心(SOCC), 用于卫星位置测定的 4 个测距站(北京主站、广州站、乌鲁木

齐和澳大利亚副站), 分布在全国的数据收集平台 (DCP)、中—小规模数据利用站, 天气图传真 (WEFAX) 或云图接收站, 以及通信系统等。

3.3.2 推扫式扫描系统

1. 成像原理

推扫式扫描 (push-broom scanning) 系统, 又称“像面” (along-track) 扫描系统, 用广角光学系统, 在整个视场内成像。它所记录的多光谱图像数据是沿着飞行方向的条幅。与光机扫描系统相似的是, 它也利用飞行器的前向运动, 借助于与飞行方向垂直的“扫描”线记录, 而构成二维图像。也就是说, 它通过飞行器与探测器成正交方向的移动获得目标的二维信息。但是推扫式扫描系统与光机扫描系统, 对每行数据的记录方式有明显差异。后者是利用旋转扫描镜, 一个像元一个像元的轮流采光, 即沿扫描线逐点扫描成像; 前者, 推扫式扫描系统不用扫描镜, 而是把探测器按扫描方向 (垂直于飞行方向) 阵列式排列来感应地面响应, 以替代机械的真扫描。具体地说, 就是通过仪器中的广角光学系统——平面反射镜采集地面辐射能, 并将之反射到反射镜组, 再通过聚焦投射到焦平面的阵列探测元件上。这些光电转换元件同时感应地面响应, 同时采光, 同时转换为电信号、同时成像。若探测器按线性阵列排列, 则可以同时得整行数据; 若面阵式排列, 则同时得到的是整幅图像 (图 3.11)。

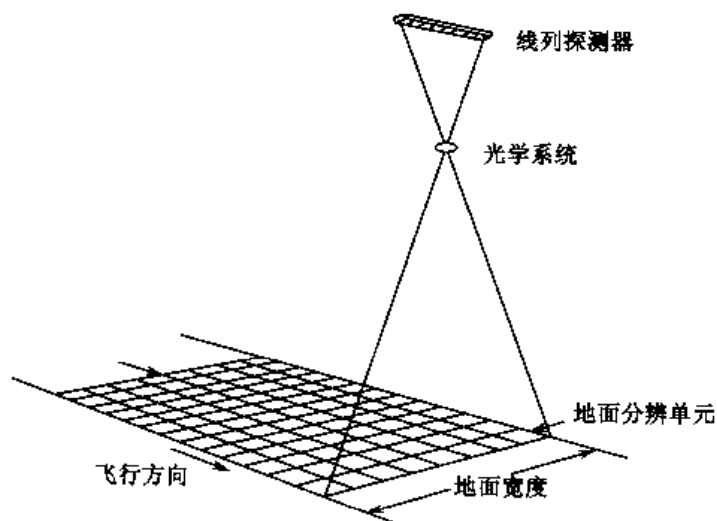


图 3.11 推扫式扫描仪的成像原理^[2]

一般线性阵列由许多 CCD 电荷耦合器件组成。CCD 为一种固态光电转换元件。每个探测器元件感应相应“扫描”行上一个惟一的地面分辨单元的能量。图像上每行数据是由沿线性阵列的每个探测器元件采样得到的。探测器的大小决定了每个地面分辨单元的大小。因此, CCD 被设计得很小, 一个线性阵列可以包含上千、上万个分离的探测器。每个光谱波段或通道均有它自己的线性阵列。一般阵列位于遥感器的焦平面上。以确保所有阵列同时观测所有的“扫描”线。

线性阵列的推扫式扫描系统较镜扫描的光机扫描系统有许多优点:

(1) 线性阵列系统可以为每个探测器提供较长的停留时间,以便更充分地测量每个地面分辨单元的能量。因此,它能够有更强的记录信号和更大的感应范围(动态范围),增加了相对信噪比,从而得到更高的空间和辐射分辨率。

(2) 由于记录每行数据的探测器元件间有固定的关系,且它消除了因扫描过程中扫描镜速度变化所引起的几何误差,具有更大的稳定性。因此,线性阵列系统的几何完整性更好、几何精度更高。

(3) 由于 CCD 是固态微电子装置,一般它们体积小、重量轻、能耗低。

(4) 由于没有光机扫描仪的机械运动部件,线性系统稳定性更好,且结构的可靠性高,使用寿命更长。

推扫式扫描系统也有它固有的问题,如大量探测器之间灵敏度的差异,往往会产生带状噪声,需要进行校准;目前长于近红外波段的 CCD 探测器的光谱灵敏度尚受到限制;推扫式扫描仪的总视场一般不如光机扫描仪。

2. SPOT/ HRV

1) 概况

法国 SPOT 地球观察卫星系统由法国国家空间研究中心(CNES)设计制造。瑞典、比利时、欧盟、意大利等参与,计划发射 5 颗。SPOT1 于 1986 年 3 月 22 日发射升空。它首次运用了线性阵列传感器和推扫式扫描技术,并首次具有旋转式平面镜,可获得倾斜图像面使它具有倾斜观察能力和立体成像能力。SPOT2、3 分别于 1990 年 1 月 21 日及 1993 年 9 月 25 日发射。STOP 也采用与太阳同步的近极地圆形轨道,轨道高度约 832km,轨道倾角 98.7° ,每天绕地球 $14 + 5/25$ 圈,重复覆盖周期为 26 天,通过赤道的地方时为 10 点 30 分 ± 15 分。

SPOT4 于 1998 年 3 月发射,它增加了一个短波红外波段($1.58 \sim 1.75\mu\text{m}$);把原 $0.61 \sim 0.68\mu\text{m}$ 的红波段改为 $0.49 \sim 0.73\mu\text{m}$ 包含“红”的波段,并替代原全色波段,可以产生分辨率 10m 的黑白图像和分辨率 20m 的多光谱数据;增加了一个多角度遥感仪器,即宽视域植被探测仪 Vegetation (VGT),用于全球和区域两个层次上,对自然植被和农作物进行连续监测,对大范围的环境变化、气象、海洋等应用研究很有意义。VGT 被设计为垂直方向的空间分辨率 1.15km,扫描宽度 2250km,可见光—短波红外波段 $0.43 \sim 1.75\mu\text{m}$ 共 5 个波段。它们为蓝波段 $0.43 \sim 0.47\mu\text{m}$ 、绿波段 $0.50 \sim 0.59\mu\text{m}$ 、红波段 $0.61 \sim 0.68\mu\text{m}$,近红外波段 $0.79 \sim 0.89\mu\text{m}$ 、短波红外波段 $1.58 \sim 1.75\mu\text{m}$ 。SPOT4 中的 VGT 和 HRVs 将使同一区域有可能同时获得较大范围的粗分辨率数据和小范围的细分辨率数据。

SPOT5 于 2002 年 5 月 4 日发射,星上载有 2 台高分辨率几何成像装置(HRG)、1 台高分辨率立体成像装置(HRS)、1 台宽视域植被探测仪(VGT)等,空间分辨率最高可达 2.5m,前后模式实时获得立体像对,运营性能有很大改善,在数据压缩、存储和传输等方面也均有显著提高。

2) SPOT 数据的特点

目前,除 SPOT3 因事故于 1997 年 11 月 14 日停运行外,其他 SPOT 均在运行着。

SPOT 系列采用推扫式线性阵列扫描成像。基本探测元件为 CCD 电子耦合器件。

SPOT1~3 携带两台高分辨率可见光扫描仪 HRV (High Resolution Visible Sensor), HRV 有两种工作方式: 一是全色单波段 (PA), $0.51\sim 0.73\mu\text{m}$, 空间分辨率 10m; 一是多波段 (XS), 可见光-近红外 3 个波段 $0.50\sim 0.89\mu\text{m}$, 空间分辨率 20m。工作方式的选择可以通过地面站控制。其 3 个波段的划分为: XS1, $0.50\sim 0.59\mu\text{m}$ (G); XS2, $0.61\sim 0.68\mu\text{m}$ (R); XS3, $0.79\sim 0.89\mu\text{m}$ (NIR)。此波段的选择是总结了多年研究成果, 认为仅用上述 3 个波段便足以取得辨别作物种类和植物类型的最佳效果。其波段不超过 $0.9\mu\text{m}$, 是为了避免大气水汽所引起的衰减作用以及探测器电子扩散产生的模糊作用。SPOT4、5 增加了一个短波红外波段 $1.58\sim 1.75\mu\text{m}$, 空间分辨率为 20m, 以提高对植物监测能力和矿物识别能力; 并调整了原全色波段和提高了相应的分辨率 (表 3.3)。

表 3.3 SPOT 的数据特征

SPOT1~3		SPOT4			SPOT5			
波 段 (μm)	HRV	波 段 (μm)	HRG	VEG	波 段 (μm)	HRG	VEG	HRS
$0.51\sim 0.73$	10 m	$0.49\sim 0.73$	10 m		PA: $0.49\sim 0.69$	2.5 或 5 m		10 m
		$0.43\sim 0.47$		1.15 km	B: $0.43\sim 0.47$		1 km	
$0.50\sim 0.59$	20 m	$0.50\sim 0.59$	20 m	1.15 km	VIS: $0.49\sim 0.61$	10 m		
$0.61\sim 0.68$	20 m	$0.61\sim 0.68$		1.15 km	R: $0.61\sim 0.68$	10 m	1 km	
$0.79\sim 0.89$	20 m	$0.78\sim 0.89$	20 m	1.15 km	NIR: $0.78\sim 0.89$	10 m	1 km	
		$1.58\sim 1.78$	20 m	1.15 km	SWIR: $1.58\sim 1.78$	20 m	1 km	
视场 (km)	60	视场 (km)	60	2250	视场 (km)	60	2250	120

数据按 8bit 记录, 被有效编码为 256 个量化级。由于探测器在 IFOVs 内有较长停留时间, 可记录更强的信号和更宽的动态范围, 所以探测器的灵敏度高、辐射分辨率高。在良好的光照条件下, 可以探测出低于 0.5% 的地面反射变化。

HRV 带有定向的旋转式平面镜, 可借助于地面站的命令控制平面镜的方位, 除了垂直观察外, 还具有偏离天底点倾斜观察能力, 可以获得几何特性不同的垂直和倾斜图像。

垂直观察, 即天底观察: 两台 HRV 两相邻的垂直扫描带宽各 60km, 中间重叠 3km, 总的扫描宽度为 117km。但是在赤道因相邻轨道的集中最大扫描宽度仅 108km。

倾斜观察: HRV 最大倾角为 $\pm 27^\circ$, 按 0.6° 的步进, 可以有 45 种不同角度, 若考虑到地球曲率, 最大地面观察角度可达 33° , 可观察轨道一侧的地面条带宽 475km, 两台 HRV 则能观察 950km 宽度内的任何地区。但是, 实际的地面覆盖带宽随观察角度而变化, 当最大 27° 时地面扫描带宽 80km。

立体观测: SPOT1~3 的 HRV 由于具有倾斜观察能力, 则两台 HRV 可以处于不同的工作状态, 或垂直、或倾斜观察。因而可以在不同轨道上用不同观察角记录同一地

区图像,而产生立体像对,进行立体观测,并获得三维空间数据,为勾绘等高线、建立DTM提供可能。纬度 45° 处,26天内可成功获得6次立体像对;而纬度 0° (赤道)仅可以获得2次立体像对。基线-高度比也随纬度变化,纬度 45° 处约0.5,纬度 0° 处约0.75。SPOT5的高分辨率立体成像装置(HRS)采用两个相机沿轨道向前、向后实时获取立体图像,这与先前的旁向立体成像模式(即轨道间立体成像)相比,几乎能在同一时刻、同一辐射条件获得立体像对,避免了像对间由于获得时间不同而存在的辐射差,提高了所获取立体像对的质量,可广泛应用于制图、虚拟现实等领域。

正因为SPOT具倾斜观察能力,可以从不同轨道,以不同角度观察地面上的同一点,使卫星重复覆盖周期26天内,实际重复感测周期大大提高,如赤道处可观测7次(重复感测周期3~4天),纬度 45° 处,可观测11次(重复感测周期2~3天),纬度 70° 处可观测28次(重复感测周期约1天),因而SPOT卫星的时间分辨率随纬度变化达1~4天。这种有效覆盖率的提高,对于探测较短周期变化的地表现象十分有利。

SPOT数据由于卫星姿态控制系统改进,提高了姿态稳定性,定位精度高,且推扫式CCD扫描成像,简化了遥感器的机构部件,结构上可靠性高,确保获得高精度几何图像。加上提供3维空间数据,可进行高程测量等。因而,它可以用于编制1:5万、1:10万地形图,甚至更新1:2.5万地形图以及编制各种专题图。它作为一种新型的遥感测图工具,大大缩短了1:5万、1:10万基本地形图的编制和更新周期。

SPOT提供不同观察条件和不同波谱模式。由法国的图卢兹(Toulouse)地面站独立控制着每台遥感器的观察角度、波段工作方式、图像获取时间、数据转换模式等操作。当卫星通过地面站接收范围内时数据直接传输;在地面站接收范围外,则通过星上磁带记录仪记录图像数据,到地面站接收范围内再传输到图卢兹和瑞典的基律纳(kiruna)地面站进行图像处理。SPOT系统平台多功能,可绕轴旋转,由于考虑到地球的自转效应,因而图像基本呈正方形。

SPOT产品主要分3级:1级——经过基本的辐射和几何纠正,又分1A:经遥感器标准化,包括初步辐射纠正(探测器规范化),提供地理、几何、辐射的辅助数据等,图廓上无地理坐标或制图注记;1B:在1A基础上进行简单的几何纠正。2级——用地面控制点进行图像几何纠正,但未作高程位移的纠正,以保留视差效应,便于立体观测。3级——用DTM纠正因高程引起的像点位移,产生正射图像。特殊产品,主要有:“P+XS”4波段合成图像,空间分辨率10m,波谱分辨率相当于“XS”;正射影像+高程而形成的SPOT view BD carto产品(图),它与法国的制图数据库匹配,按地形图分幅,以CD-Rom数字形式直接提供用户。

3. 中巴资源1号卫星(CBERS-1)

中巴资源1号卫星(CBERS-1)是中国与巴西合作研制的数据传输型遥感卫星。它于1999年10月14日发射升空。轨道高度778km(与太阳同步轨道),重复覆盖周期26天,设计工作寿命2年。星上载有3种遥感器:高分辨率CCD相机,1个全色波段($0.51\sim 0.73\mu\text{m}$)和4个多光谱波段($0.45\sim 0.52\mu\text{m}$ 、 $0.52\sim 0.59\mu\text{m}$ 、 $0.63\sim 0.69\mu\text{m}$ 、 $0.77\sim 0.89\mu\text{m}$),地面分辨率20m;红外多光谱扫描仪(IRMSS),1个全色-近红外波段($0.50\sim 1.1\mu\text{m}$)、2个短波红外波段($1.55\sim 1.75\mu\text{m}$ 、 $2.08\sim 2.35\mu\text{m}$)、1个热红外

波段 ($10.4\sim12.5\mu\text{m}$), 地面分辨率 80m 和 160m (TIR), 扫描宽度 120 km; 宽视成像仪 (WFI), 具有双波段 ($0.63\sim0.69\mu\text{m}$ 、 $0.77\sim0.89\mu\text{m}$), 地面分辨率 256m, 扫描宽度 885 km 重复周期 3~5 天, 可以短期内对同一地区进行监测。

资源 1 号卫星上装有数据采集系统 (DCS), 采集各地面站点实测的气象、水文等数据, 并转发给地面接收站。中国资源卫星应用中心负责数据的接收、处理、分发。资源 1 号卫星 (CBERS-1) 所接收的图像数据已应用于对西藏易贡地区大滑坡形成的洪水监测与评估、我国西部地区土地荒漠化和生态建设评价以及资源监测、生物量估算等。

3.3.3 成像光谱

1. 概况

虽然多光谱遥感 (MSS、TM、SPOT) 较摄影遥感 (单波段或少量波段) 有许多优势。但是, 它们十分有限的波段 (TM 波段最多, 也仅有 7 个)、较宽的波段间隔 ($60\sim200\text{nm}$) 均难以真实地反映地表物质的光谱反射辐射特性的细微差异, 更无法用光谱维的空间信息来直接识别地物的类别, 特别是地物的组成、成分等。随着微电子探测技术、精密光学仪器、计算机技术等的发展, 成像光谱仪应运而生。

1983 年美国喷气推动实验室 (JPL) 研制出第一台试验型航空成像光谱仪 AIS-1, 共 128 个波段, 光谱范围 $1.2\sim2.4\mu\text{m}$, 波段间隔 9.3nm , 在找矿、水体、生态、大气等定量研究中显示了巨大的潜力。之后, 美国又推出 AIS-2、AVIRIS 航空可见红外成像光谱仪共 224 个波段 ($0.4\sim2.45\mu\text{m}$, 波段间隔 9.6nm)、实用型成像光谱仪 GER, 63 个波段 ($0.4\sim2.48\mu\text{m}$, 宽视场角, 波段间隔 $10\sim20\text{nm}$)、数字航空成像光谱仪 DAIS, 79 个波段 ($0.4\sim1.0\mu\text{m}$, 32 波段; $1.0\sim1.8\mu\text{m}$, 8 波段; $2.0\sim2.5\mu\text{m}$, 32 波段; $3\sim5\mu\text{m}$, 1 波段; $8\sim12\mu\text{m}$, 6 波段); ASDIS 设计 204 个波段 ($0.4\sim0.9\mu\text{m}$, 70 波段; $0.9\sim2.5\mu\text{m}$, 128 波段; $8\sim14\mu\text{m}$ 6 波段, IFOV 为 2.8mrad 、GPS)。与此同时, 许多国家也相继研制了航空成像光谱仪, 如加拿大的 FLI/PM1 (288 个波段), CASI (288 个波段, $0.4\sim0.9\mu\text{m}$, 波段间隔 1.8nm , IFOV 1.2mrad , GPS), 德国的 ROSIS (128 个波段, $0.45\sim0.85\mu\text{m}$, 波段间隔 $<5.0\text{nm}$), 以及澳大利亚的 AMSS 等。

随着成像光谱技术的发展, 一系列航天成像光谱仪也被列入航天遥感计划中, 如美国 1996 年 11 月发射的 LEWIS 小卫星所载的成像光谱仪 HIS, 波段多达 384 个 (可见光 128 个波段、近红外 258 个波段)、空间分辨率高达 5m, 针对资源环境进行实验研究, 以推动遥感技术的实用、商业化。美国第一个极轨平台 EOS-A 的 MODIS (中分辨率成像光谱仪) $0.4\sim14.3\mu\text{m}$, 共 36 个波段, 波段间隔 $10\sim500\text{nm}$, 空间分辨率 $250\sim1000\text{m}$; 欧洲空间局第一个极轨平台 ENVISAT 的 MERIS (中分辨率成像光谱仪), $0.4\sim1.05\mu\text{m}$ 共 15 个波段, 波段间隔 $5\sim10\text{nm}$, 空间分辨率 $250\sim1000\text{m}$; 美国的高分辨率成像光谱仪 HIRIS, $0.4\sim2.45\mu\text{m}$, 192 个波段, 波段间隔 $9.4/11.7\text{nm}$, 它无论从空间、光谱分辨率还是信噪比、多角度观测能力等方面均是十分出色的, 将载于 Landsat8 卫星上。美国、日本等国还计划研制和发射一系列的高光谱成像卫星, 如 Orbview

卫星 (280 个波段)、日本 ADEOS-II 卫星的 GLI (34 个波段)、美国 EO-1 卫星的 ALI (高级陆地成像仪, 542 个波段) 以及美国 HST 卫星的 HST/COIS 仪 (210 个波段) 等。

我国成像光谱仪的发展几乎与国际同步。1983 年上海技术物理所与美国 GER 合作研制红外细分光谱仪 FIMS, $2.0\sim 2.5\mu\text{m}$ 分 6 个波段, 波段间隔 $30\sim 50\text{nm}$, 后改为 12 波段, 并在新疆找金矿、油气藏中得以应用。之后, 又陆续研制了航空成像光谱仪 MAIS, 64 个波段 $0.45\sim 2.50\mu\text{m}$, 波段间隔 20nm ; 热红外多光谱扫描仪 TIMS, 7 个波段 $8\sim 12.5\mu\text{m}$; 19 波段多光谱扫描仪 AMSS ($0.4\sim 1.1\mu\text{m}$, 16 个波段, 另有 1.6 、 $2\sim 2.5$ 、 $8\sim 12.5\mu\text{m}$, 3 个波段); 71 个波段 (模块式) 航空成像光谱仪 MAIS, $0.4\sim 12.5\mu\text{m}$ (其中 $0.4\sim 1.1\mu\text{m}$, 32 波段、波段间隔 20nm , $1.4\sim 2.5\mu\text{m}$, 32 波段、波段间隔 20nm , $8\sim 12.5\mu\text{m}$, 7 波段, 波段间隔 $0.4\sim 0.8\mu\text{m}$)。1996 年研制了 128 个波段机载实用型模块化成像光谱仪 OMIS, $0.46\sim 12.5\mu\text{m}$ (其中 $0.46\sim 1.1\mu\text{m}$, 64 波段、波段间隔 10nm , $1.06\sim 1.70\mu\text{m}$, 16 波段、波段间隔 40nm , $2\sim 2.5\mu\text{m}$, 32 波段、波段间隔 15nm , $3.5\sim 5.0\mu\text{m}$, 8 波段、波段间隔 $0.25\mu\text{m}$, $8\sim 12.5\mu\text{m}$, 8 波段, 波段间隔 $0.5\mu\text{m}$)。同年又研制出面阵推扫式高光谱成像仪 (PHI) 224 个波段, $0.4\sim 0.85\mu\text{m}$, 波段间隔小于 5nm , 空间分辨率 1.5mrad 。我国的成像光谱技术已跻身于国际遥感的前沿^[10]。

目前, 人们能够获得中等分辨率的航天成像光谱仪——MODIS。它是 NASA 于 1999 年 12 月发射的 Terra 极轨飞行器上的 5 个遥感器之一 (另有: 先进的空间热辐射反射辐射计——ASTER、云和地球辐射能量系统——CERES、多角度成像光谱仪——MISR、对流层污染探测装置——MOPITT)。轨道为太阳同步轨道, 轨道高度 705km 。

MODIS 数据的主要特点^[9,11] (见表 3.4):

(1) 36 个光谱通道 ($0.4\sim 14.3\mu\text{m}$), 其中可见光—近红外 20 个通道, 热红外 16 个通道 (见表 3.4); 谱带窄, 可见光—近红外通道除 0.659 和 $2.1\mu\text{m}$ 外, 谱带宽度 $10\sim 35\text{nm}$; 有许多大气纠正的特征波段, 便于大气参数的反演, 如用 $0.41\sim 2.1\mu\text{m}$ 7 个通道, 以及 $3.75\mu\text{m}$ 通道, 可反演大气气溶胶; $1.38\mu\text{m}$ 通道可用于校正薄卷云及反演平流层气溶胶。

(2) 空间分辨率 CH1、2 为 250m ; CH3~7 为 500m , 其余为 1000m ; 像元大小随视角而增加, 边缘像元可比星下点像元大 4 倍。

(3) 宽视域 (扫描角 $\pm 55^\circ$), 太阳天顶角与观测天顶角变化大; 扫描宽度为 2330km , 考虑到地球曲率, 在轨道边缘, 地面实际视角约 $\pm (60^\circ\sim 65^\circ)$; 太阳天顶角也会有 20° 的变化, 且此变化与纬度、季节有关。由于太阳—目标—遥感器之间几何关系的变化、大气和目标的方向反射特征, 使后向散射较前向散射有更大的太阳天顶角。

(4) MODIS 在对地观测中, 每秒可同时获得 6.1MB 的来自大气、海洋、陆地表面的信息。每 1~2 天可获得一次全球观测数据 (包括白天的可见光图像及白天/夜间的红外图像)。我国的观测时间一般为白天 $10:30\sim 12:00$, 夜间 $21:30\sim 23:00$ 。每个 MODIS 仪器设计寿命 5 年, 计划发射 4 颗。这样利用 MODIS 则可获得 15 年以上, 包含可见光—热红外 36 个通道的地球综合信息, 为全球资源、环境、气候变化等综合研究服务。

表 3.4 MODIS 的波段与应用领域

波段	光谱范围	光谱带宽	地面分辨率(m)	信噪比	主要应用领域
1	620~670nm	50nm	250	128snr	植物叶绿素吸收
2	841~876nm	35nm	250	201snr	云和植物、土地覆盖
3	459~479nm	20nm	500	243snr	土壤、植被差异
4	545~565nm	20nm	500	228snr	绿色植物
5	1230~1250nm	20nm	500	74snr	叶子/冠层差异
6	1628~1652nm	20nm	500	275snr	雪/云差异
7	2105~2135nm	50nm	500	110snr	土地和云特性
8	405~420nm	15nm	1000	880snr	海洋水色 浮游生物
9	438~448nm	10nm	1000	8380snr	
10	483~493nm	10nm	1000	802snr	
11	526~536nm	10nm	1000	754snr	
12	546~556nm	10nm	1000	750snr	海洋水色, 沉积物
13	662~672nm	10nm	1000	910snr	沉积物, 大气
14	673~683nm	10nm	1000	1087snr	叶绿素荧光
15	743~753nm	10nm	1000	586snr	气溶胶特性
16	862~877nm	15nm	1000	516snr	气溶胶/大气特性
17	890~920nm	30nm	1000	167snr	云/大气特性
18	931~941nm	10nm	1000	57snr	
19	915~965nm	50nm	1000	250snr	
20	3.660~3.840 μ m	0.18 μ m	1000	0.05NE Δ T	海面温度
21	3.929~3.989 μ m	0.05 μ m	1000	2.00NE Δ T	林火/火山
22	3.929~3.989 μ m	0.05 μ m	1000	0.07NE Δ T	云/表面温度
23	4.020~4.080 μ m	0.05 μ m	1000	0.07NE Δ T	
24	4.433~4.498 μ m	0.05 μ m	1000	0.25NE Δ T	大气温度/云
25	4.482~4.549 μ m	0.05 μ m	1000	0.25NE Δ T	
26	1.360~1.390 μ m	30nm	1000	1504NE Δ T	卷云、气溶胶
27	6.535~6.895 μ m	0.36 μ m	1000	0.25NE Δ T	大气湿度
28	7.175~7.475 μ m	0.30 μ m	1000	0.25NE Δ T	
29	8.400~8.700 μ m	0.30 μ m	1000	0.05NE Δ T	表面温度
30	9.580~9.880 μ m	0.30 μ m	1000	0.25NE Δ T	臭氧
31	10.780~11.280 μ m	0.50 μ m	1000	0.05NE Δ T	云/表面温度
32	11.770~12.270 μ m	0.50 μ m	1000	0.05NE Δ T	云顶高度/表面温度
33	13.185~13.485 μ m	0.30 μ m	1000	0.25NE Δ T	云顶高度
34	13.485~13.785 μ m	0.30 μ m	1000	0.25NE Δ T	
35	13.785~14.085 μ m	0.30 μ m	1000	0.25NE Δ T	
36	14.085~14.385 μ m	0.30 μ m	1000	0.25NE Δ T	

(5) 具有较高的辐射分辨率, 数据的量化等级为 2048, 即所有通道都用 12bit 记录。MODIS 探测仪在对地扫描的同时, 都对冷空和黑体进行探测, 有较高的校正精度和灵敏度。

多光度成像光谱仪 MISR (Multi-angle Imaging Spectro Radiometer), 由美国 NASA 的 JPL 喷气实验室设计制造, 设计寿命为 6 年, 回归周期 2~9 天 (按纬度不同)。

MISR 数据的主要特点^[12,13]:

(1) 4 个光谱通道, 分别对应蓝、绿、红及近红外波段, 其中心波段分别为 446 nm、558 nm、672 nm, and 867nm;

(2) 9 个角度, 分别为 0° 、 $\pm 26.1^\circ$ 、 $\pm 60.0^\circ$ 、 $\pm 45.6^\circ$ 、 $\pm 70.5^\circ$ 。9 个角度沿卫星飞行路径方向向前或向后展开。约 7 分钟内, 获得的 9 个角度约 360 公里宽的地表图像条带。在赤道附近大约 9 天可以覆盖一次全球。一般说来, 大角度对大气气溶胶和云的影响更敏感, 而中等角度用于地表观测。

(3) 空间分辨率有两种模式: 275m (像底点空间分辨率 250m) 和全球低分辨率 (2×2 、 1×4 或 4×4 像元的重采样值)。目前 HDF 格式 MISR 提供 1.1km 和 17.6km 两种空间分辨率的数据, 覆盖范围约为 360km 宽、20000km 长的地表条带。

(4) 辐射精度高 (最大信号为 3%)。仪器灵敏度高, 在不改变增益的条件下可以探测景物反射率 0.02%~100% 的变化; 对反射率 2% 的暗物体 $S/N > 100$, 对反射率 4%~20% 的物体 S/N 约为 300; 每个镜头有 4 行线性阵列, 每行有 1504 个像元, 共 4×1504 个 CCDs。

(5) 配准与辐射定标 (绝对与相对) 精度高。采用新技术和周密的计划, 以确保 MISR 与 Teer 上的其他传感器的严格配准和定量对比。

MISR 这种新型探测器可从 9 个方向观测地球, 以进行月、季节、长周期的变化监测: 包括: 大气微粒 (气溶胶) 的种类和数量 (自然和人为因素); 云的数量、类型和高度; 地表覆盖的分布、植被冠层结构等。它可以高精度的获得全球气溶胶的数量及微粒大小与构成的估计。从 MISR 获得的立体图像提供了关于云顶高度的新数据, 多角度的观测更提供了关于云的结构、云的微粒属性及云对太阳能量的反射方式的诸多信息。同时, MISR 首次提供了星载多角度观测的地物反射数据, 能更细致地反映地表方向反射特性, 为遥感基础理论与地表参数的精确反演提供了条件。

2. 成像光谱的特点

成像光谱仪仍属多光谱扫描仪的范畴。它在结构和成像原理方面与光机扫描仪、推扫式扫描仪有不少相似。成像光谱技术把成像技术和分光技术有机地结合起来。它由完成空间成像的前光学系统和光谱仪组成, 两者通过视场光阑连接。前者是把地面目标的光能量采集并汇聚到视场光阑上。它由采集地物辐射能量的扫描镜或反射镜、反射镜组、聚光元件等组成, 决定了成像光谱仪的空间分辨率。后者, 光谱仪系统是将地物的辐射能量分离成不同波长的谱能量, 再聚焦投射于焦平面的探测元件上直接成像。它由光栅、棱镜等分光 and 汇聚 (聚焦) 系统组成, 决定了成像光谱仪的光谱间隔。

按照所采用的成像和分光技术的不同, 可将成像光谱仪分为四种不同的类型^[14]:

(1) 线性探测器 + 光机扫描型: 此类成像光谱仪光谱波段全 (VIS-TIR), 波段间

隔可达 $10\sim 20\text{nm}$ ，总视场大（可达 90° ），但光谱及辐射分辨率的再提高有一定困难。目前以此类为主，如 AVIRIS、GER 及我国的 MAIS 等。

(2) 面阵探测器+空间推扫型：此类成像光谱仪灵敏度高，空间分辨率高，波段间隔可达 $1\sim 2\text{nm}$ ，且体积小、稳定性好等。但目前仅限于可见光—近红外谱段，中红外谱段灵敏度不够，热红外谱段暂时不行。且总视场一般仅达 $\pm 30^\circ$ ，如加拿大的 CASI。

(3) 光谱扫描型—傅里叶变换成像光谱仪：此类成像光谱仪集光能力强，且信噪比高，光谱分辨率高。

(4) 光谱、空间交叉扫描型—渐变滤光片成像光谱仪：此类成像光谱仪设计简单易于实现。后两种仅处于实验阶段。

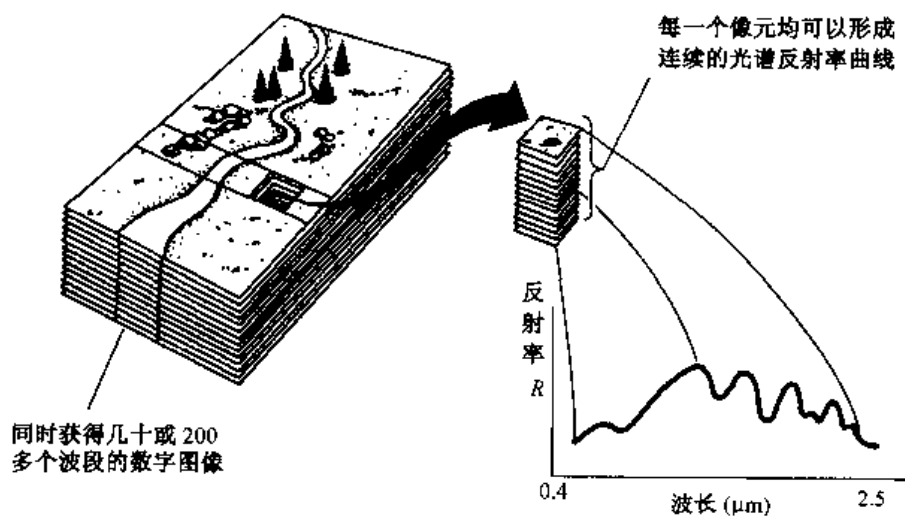


图 3.12 成像光谱的概念
(Vane, G., 1985)

成像光谱的突出特点在于：

1) 高光谱分辨率

成像光谱仪能获得整个可见光，近红外、短波红外、热红外波段的多而很窄的连续的光谱波段。波段数（或通道数）多至几十甚至数百个，波段间隔在纳米（nm）级内，一般为 $10\sim 20\text{nm}$ ，个别达 2.5nm （如加拿大的 FLI/PMI、CASI）、德国的 ROSIS 和中国的 PHI $< 5\text{nm}$ 。

2) 图谱合一

在获得数十、数百个光谱图像的同时，可以显示影像中每个像元的连续光谱（图 3.12）。地物波谱研究表明，地表物质在 $0.4\sim 2.45\mu\text{m}$ 光谱区间内均有可以作为识别标志的光谱吸收带，其带宽约 $20\sim 40\text{nm}$ ，成像光谱仪的高分辨率可以捕捉到这一信息。它所提供的这种每个像元或像元组的连续光谱，较客观地反映了地物光谱特征以及光谱特征的微弱变化，可以进行光谱波形形态分析，并与实验室、野外及光谱数据库的光谱匹配，从而检测出具有诊断意义的地物光谱特征——一些特殊的窄波长间隔的吸收/反

射特征, 使利用光谱信息直接识别地物成为可能。

图 3.13 显示美国内华达州 Cuprite 矿区某蚀变带的航空成像光谱仪 AIS (1.2~2.4 μm 共 128 个波段) 数据, 经规一化处理后的光谱曲线^[15]。此曲线清晰地显示了高岭石矿物在 2.16 μm 和 2.2 μm 的双吸收特征和明矾石在 2.17 μm 的光谱吸收特征。这与实验室的光谱测量结果十分相似。

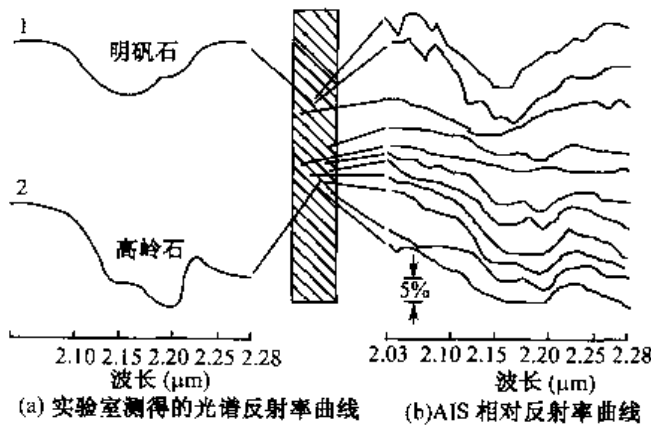


图 3.13 AIS 图像及光谱曲线^[15]

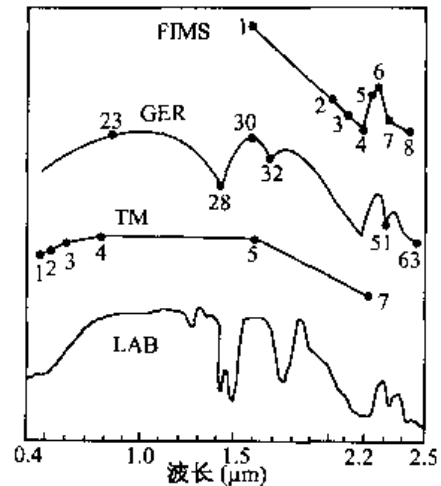


图 3.14 明矾石的 FIMS, GER, TM 图像光谱曲线与实验室光谱比较^[16]

图 3.14 显示新疆阿克苏地区的航空成像光谱仪 GER (0.4~2.45 μm 共 63 个波段) 数据与 TM、FIMS (2.0~2.5 μm 、6~12 波段) 及实验室光谱测量数据的比较^[16]。图中显示常规的多光谱扫描仪如 TM 等相对较宽的波段间隔, 易于丢失地物光谱的特征变化, 而 63 波段的 GER 可以较大程度的拟合实验室的光谱波形形态。倘若成像光谱仪光谱分辨率更高, 光谱数据更多, 间隔更窄, 其波形形态便与光谱数据库里的实验室或野外的地物光谱形态特征拟合得更好, 所反映的地物光谱就更详细、更逼真, 以至于可以根据成像光谱仪提供的地物光谱信息直接判断和识别地物及地物的物质成分等, 如识别岩石矿物成分、生物地球化学过程等。

图 3.15 为几种常见矿物在 2.0~2.5 μm 范围内实验室测量的反射光谱曲线。它显示了在这波段范围内这些不同矿物的诊断性光谱吸收特征。研究表明: 含羟基 (含 OH^- 和 H_2O 基因) 的黏土类矿物如: Al—OH 基因矿物在 2.16 μm ~2.20 μm 有典型的吸收光谱特征 (高岭石在 2.16 和 2.2 μm 为双峰吸收, 绢云母在 2.208 μm , 明矾石在 2.16 μm , 叶蜡石在 2.17 μm 等); Mg—OH 基因矿物 (绿泥石、滑石、蒙脱石、蛇纹石、阳起石、绿帘石等) 分别在 2.20 和 2.30 μm 产生较强吸收光谱, 其中含 Fe—OH 基团的矿物在 2.29 μm 有典型吸收光谱特征。而含碳酸根 CO_3^{2-} 基团的矿物在 2.30~2.35 μm 形成吸收谱特征 (方解石, 2.33 μm , 白云石, 2.30~2.315 μm 等), 吸收带宽约 10nm, 但要识别含镁灰岩、白云岩等矿物岩石, 用波段间隔 20nm 的数据即可达到效果。含铵基 (NH_4^+) 基团的矿物在 2.02~2.12 μm 有吸收光谱特征。

含 Fe^{2+} 离子在 0.8~1.2 μm 有宽带吸收, 1.0 μm 附近吸收特征显著, 如黄铁矿、

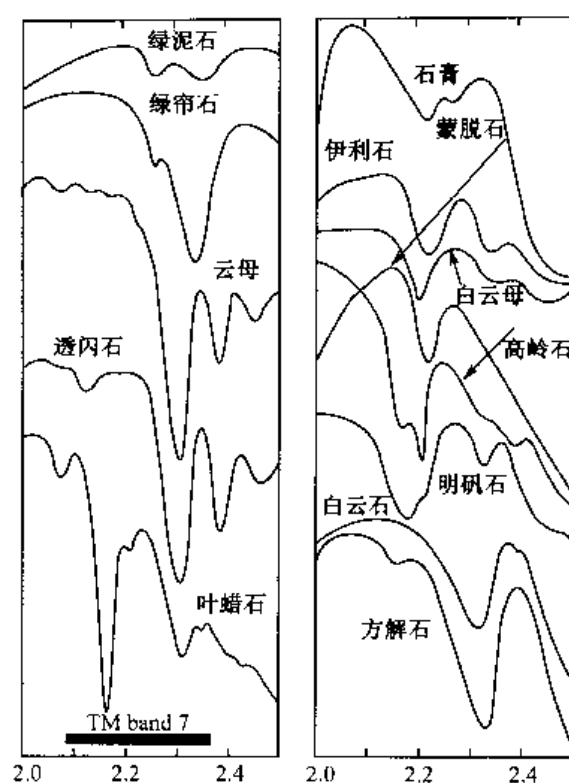


图 3.15 蚀变矿物的反射光谱曲线 (实验室)^[2]

磁黄铁矿、钛铁矿、菱铁矿等, 主要表现为还原环境; 含 Fe^{3+} 离子, 在 0.89 、 $1.00\mu\text{m}$ 处吸收明显, 如赤铁矿、褐铁矿、针铁矿等, 主要表现为氧化环境。含 Cu^{2+} 离子也在 $0.8\mu\text{m}$ 附近出现强而宽的吸收谱带。

图 3.15 还显示 TM7 在 $2.08 \sim 2.35\mu\text{m}$ 的波段宽度内仅得一个数据点, 它对应着 270nm 波段间隔内的综合波谱响应。显然它无法检测这些具诊断性吸收光谱的差异, 而仅能用以识别矿物、岩石类型间的一般差异。而成像光谱仪在这个波段范围内可以用 10nm 的波段间隔得到许多数据点, 这种高分辨率的数据足以直接判断矿物类型以及它们的含量。

图 3.16 显示不同含量高岭土光谱曲线。可以看出随高岭土含量的增加, 其 $2.20\mu\text{m}$ 吸收深度值的增加, 可以通过一系列波形形态参数建立起光谱吸收与岩石矿的成分间的定量关系。

植物光谱的“红边”, 即红光波段的叶绿素吸收谷与近红外波段的高反射肩之间的陡升部分, 约 $0.70 \sim 0.75\mu\text{m}$ 附近, 是植物的敏感特征光谱段。它的移动反映了叶绿素含量、物候期、健康状况及类别等多种信息。实验证明^[17]作物从生长发育到成熟期(开花结果期), 其光谱红边会发生红移(向长波方向偏移); 而植物因地球化学效应, 即受地球化学元素异常的影响(如受金属毒害作用等), 会诱发植物出现中毒性病变, 其光谱红边则发生蓝移(向短波方向偏移)。红移与蓝移的幅度基本相似, 大致 $7 \sim 10\text{nm}$, 在严重受压抑情况下, 蓝移可达 40nm 。检测这种因元素迁移、富集等生物地球化学效应引起的植物光谱异常现象以及识别和提取植物的含氮量和纤维素、干生物量信息, 均需要 10nm 的高光谱分辨率的遥感数据。

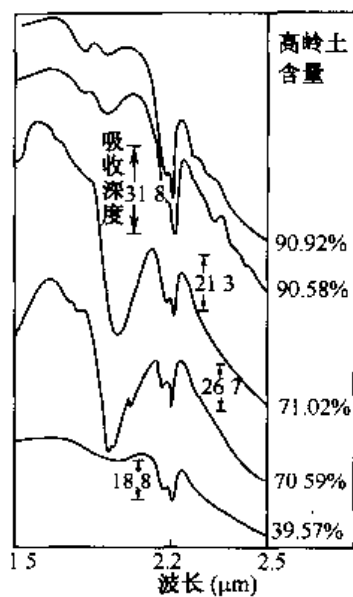


图 3.16 不同含量高岭
土光谱曲线

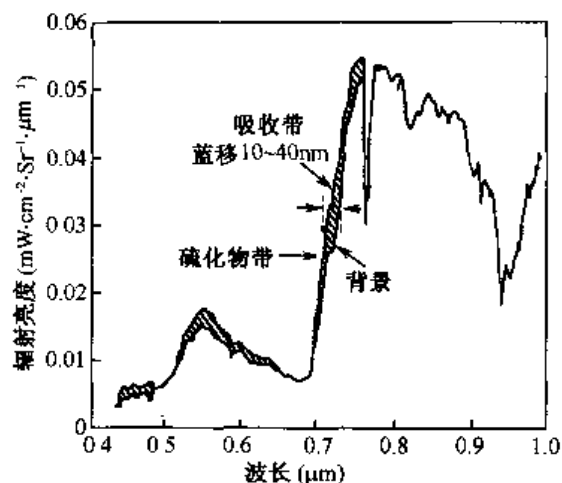


图 3.17 植物叶绿素红边“蓝移”

图 3.17 表明实验室生长的高粱的双反射光谱受硫化物等金属毒害作用，在可见光区和光谱“红边”的变化。由于实验室测量数据不受野外背景值的干扰，其红边蓝移更为明显，达 10~40nm。

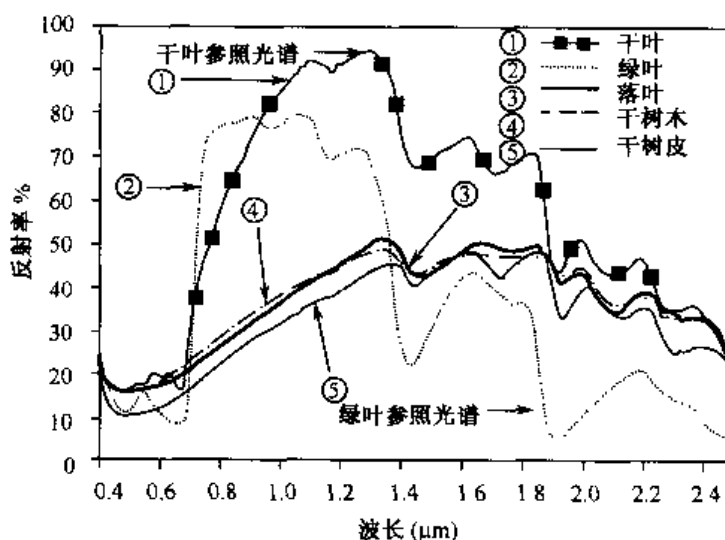


图 3.18 绿叶与不同干植物的光谱曲线^[18]

图 3.18 显示绿叶、干叶（刚死的绿叶）、干树皮、干树木、落叶等光谱曲线形状与变幅的差异^[18]。图中可见，干植物波谱缺乏绿叶特征波谱中的叶绿素吸收和水分吸收，因而在 0.68μm 的叶绿素吸收峰和 1.4μm、1.9μm 的水分吸收峰，绿叶与所有干植物之间存在明显的光谱差异。而在 1.3~2.5μm 区间内，所有干植物显示了由于木质素和纤维素所造成的相类似的光谱吸收特征；但在 1.65~1.80μm 区间内的 1.73μm 处仅有干

叶与落叶有一特征光谱吸收峰。绿色植物与不同的干植物之间光谱特征的这些差异,只有通过成像光谱仪的高光谱分辨率才能加以区分。而监测干植物、绿色植物与干植物的比例,在识别植物群落、物候条件、植被生态胁迫,估算植物叶绿素含量、生物量,测量林火损失,监测碳循环和其他生物—大气相互作用方面均是十分有价值的。

3) 空间分辨率

航空成像光谱仪均具有较高的空间分辨率,一般瞬时视场角(IFOV)为 $1.0 \sim 3.0\text{mrad}$,个别小于 1mrad (毫弧度)如 FLI/PMI、ASAS、SFSI、HYDICE 等。若飞行高度 2km ,则 SFSI 图像的地面分辨率可达 0.8m ; AIS 航空成像光谱仪,其 IFOV 为 1.9mrad 一般航高 4200m ,空间分辨率近 8m 。1990 年新疆阿克苏地区飞行时,航高 5000m ,美国 GER 航空成像光谱仪的空间分辨率 23m 。航天成像光谱仪可分为中分辨率(公里级)和高分辨率(几十米)两类。前者,如 MODIS 空间分辨率分别为 250m 、 500m 、 1000m ;后者,如 HIRIS 空间分辨率为 30m 。

4) 辐射分辨率与信噪比

当光谱分辨率和空间分辨率确定后,信噪比便是系统的主要技术指标。为了保证仪器有足够的辐射分辨率,就必须使探测器有足够的积分时间(停留时间)。

一般用仪器的噪声等效反射比($\text{NE}\Delta\rho$)来表征仪器的辐射分辨率。它最终体现为仪器的信噪比,可以通过信噪比方程求得,即

$$\text{SNR} = \frac{Se(\lambda)}{\sqrt{Ne^2 + D + Se(\lambda)}} \quad (3.6)$$

$$Se(\lambda) = \frac{Ad}{4F^2} \frac{\lambda}{hc} T_{\text{int}} \eta(\lambda) \tau_0(\lambda) r_a(\lambda) \cdot E(\lambda) \cdot \rho(\lambda) \cdot \cos z \cdot \Delta\lambda$$

式中: $Se(\lambda)$, Ne , D 分别表示探测器输出信号、读入噪声、暗电流的电子数; Ad 为探测器阵元面积; F 为光学系统焦比; $\tau_0(\lambda)$, $r_a(\lambda)$ 分别为光学系统效率和大气透过率; $\rho(\lambda)$ 为目标反射率; $E(\lambda)$ 为太阳的地面辐照度; z 为太阳天顶角, T_{int} 为积分时间; h 、 c 分别为普朗克常数和光速; $\eta(\lambda)$ 为探测器的量子效率; $\Delta\lambda$ 为光谱通带宽度。

应用研究表明,信噪比的高低直接影响成像光谱图像对地物的识别能力。在成像光谱图像上,探测高岭土矿物在 $2.0 \sim 2.4\mu\text{m}$ 波段的“吸收双峰”现象, S/N 至少为 50;而探测植被在 $0.7\mu\text{m}$ 附近的“红边蓝移”现象,至少要满足 S/N 为 100^[10]。

3. 数据处理与分析方法

成像光谱仪,其波段特多、波带特窄,数据量特大,如一景 $10\text{km} \times 10\text{km}$ 图像的 AVIRIS (224 个波段) 数据量约 140 兆; GER (63 个波段) 飞行 1 小时的数据量高达千兆以上。同时,数据输出率特高(从每秒数兆到数百兆),在数据传输中必须先予以压缩,因此,常规的数据处理方法显然已不能适应成像光谱仪数据的要求,需要发展一些专门的技术方法。如数据高比例压缩技术、数据显示模式、图像-光谱的转换、光谱和辐射量的定量化、图像特征提取、光谱特征参数的表达、地物光谱识别模式及不同应用分析模型的建立等。

目前国际上开发了一些专门的成像光谱处理系统,如 T-spectral 软件、SIPS 软件以及 ENVI 软件系统等。我国也开发了高速大容量成像光谱数据处理分析系统。

1) 多维光谱图像信息的立体显示模式

为了反映多维的成像光谱图像,同时表达它的图像和光谱信息,需要增加二维平面图像的空间显示维数,则利用人的视觉特性,将三维图形图像信息通过视图变换法生成图像立方体。这个图像立方体是由空间维与光谱维组成的三度数据集,可以看作由多个单波段数据层构成的数据立方体。各数据层面是“不透明的”,因而仅能看到立方体的表面层(一幅单波段或波段组合的、黑白或彩色的数字图像),但同时可看到两个切面,其切面仅反映切面边线上相应点、线的多维光谱信息,而不呈现地物图像、无地理景观意义,切面数据经彩色密度分割后组成彩色图像立方体。

2) 图像-光谱转换

成像光谱的原始数据,除了反映地物光谱反射辐射信息外,还受到多种因素的干扰,如大气辐射传输效应、地形效应(地形、地面阴影)、扫描系统的系统误差、混合像元等,使得从成像光谱图像上获得的光谱曲线失真。因此,在图像光谱重建前,必须先解决相关数据的定标、大气纠正、光谱数据的定量化等问题,才能真正实现成像光谱信息的图像-光谱转换。

(1) 成像光谱仪的光谱和辐射定标:“光谱定标”指确定系统各波段的光谱响应函数——中心波长、谱带宽度等。“辐射定标”指确定系统各波段对辐射量的响应能力,即建立光谱仪输出信号与地面景物光谱辐照度之间的定量关系。

定标工作可包括发射前地面定标和机上定标两个部分。前者主要在实验室进行各像元的光谱响应度、中心波长、谱带宽度等的绝对和相对预定标;后者是通过外部定标参考标准(如地面辐射校正实验场等)和机上内部定标参考标准(如机上白炽灯等),进行机上实时光谱校正和辐射校正。

(2) 光谱数据的定量化反演,将成像光谱数据转换为反射率图像。经上述定标后,便可获得各波段范围内传感器读出的辐射量。此辐射量须经过大气纠正(利用 LOW-TRAN 等大气纠正模型)得地表光谱辐射数据,再经地表光谱反射率定标,方可获得地物反射率。

对于光谱数据的定量反演,目前国际上多采用基于图像内在统计特征的方法,如平滑域纠正法、经验线法、对数残差法(Log-Residual),内在平均相对反射率(IAR)、外壳系数法等。其中,对数残差法是用光谱矢量的几何平均值(S)和空间灰度平均值(D)对图像数据进行归一化处理,以获得相对反射率图像,表示为^[15]

$$\log R_{ij} = \log DN_{ij} - \log S - \log D + b \quad (3.7)$$

式中: R_{ij} 为相对反射率值; DN_{ij} 为图像灰度值; b 为偏差系数。

我国主要用相对反射率图像转换法或称经验曲线拟合法,即利用地面同步测量值进行光谱定标,建立相关线性模型,经反演来修正成像光谱图像上获得的光谱曲线。即建立图像光谱与野外反射率之间的回归统计方程(又称相对反射率转换方程),表示为

$$\rho_b = \sum F_e \cdot R_{e,b} = aDN_{i,b} + c \quad (3.8)$$

式中： ρ_b 为相对反射率； $DN_{i,b}$ 为图像灰度值； $R_{e,b}$ 为波段 b 范围内 e 波长点光谱反射率值； F_e 为与传感器光谱响应函数有关的加权系数， $\sum F_e = 1$ ； a 、 c 为光谱吸收特征参数中的斜率和截距。

研究表明^[16]，此法与实验室标准光谱的可比性较大，并达到实用要求。

3) 成像光谱图像的光谱曲线提取

成像光谱图谱合一的特点，使同时显示图像和光谱数据成为可能。图像上任一特定点的光谱特征可以用二维光谱曲线来形象、直观地表达。直角坐标的横轴表波长，纵坐标表示相对反射率（由原始数据变换而来）。

成像光谱图像的光谱信息提取技术还包括：显示光标任意指定像元的光谱曲线或特定区域的平均光谱曲线；快速确定具有相同或相似光谱特征的像元等。

彩图 4 显示了我国 224 波段航空成像光谱仪 PHI 在北京沙河地区所获得的高光谱图像以及反演所得的典型城市地物光谱曲线。图中可见，根据光谱特征，除了识别出不同地类外，还可识别出部分城市建筑材料属性，如青瓦屋顶、油毡屋顶、石棉瓦屋顶等（由中国科学院遥感应用研究所高光谱研究室提供）。

4) 光谱特征参数提取

光谱吸收峰的存在是识别地物，尤其是蚀变矿物的理论依据。光谱吸收特征可用一系列波形形态参数来表达。它包括：吸收峰的波长位置(P)、宽度(W)、深度(H)、斜率(K)、对称度(D)、面积(A)，以及吸收的数目(n)、排序等。图 3.19 为地物光谱吸收特征参数示意图。图中显示任一光谱吸收特征可由光谱吸收谷与光谱吸收两个肩部 S_1 、 S_2 组成。

光谱吸收深度被定义为吸收谷点 M 与两个肩端连线 S_1S_2 的距离，将光谱吸收深度(H) 表征为光谱吸收指数 (SAI)； ρ_1 、 λ_1 ， ρ_2 、 λ_2 ， ρ_M 、 λ_m 分别为 S_1 、 S_2 、 M 的反射率和波长位置；斜率被定义为 $K = \arctan [(\rho_2 - \rho_1) / (\lambda_2 - \lambda_1)]$ ；

对称度被定义为 $D = A_1/A$ ，(A_1 为吸收峰左半端面积， A 为吸收峰整体面积)，或 $D = (\lambda_2 - \lambda_m) / (\lambda_2 - \lambda_1) = (\lambda_2 - \lambda_m) / W$ 。

通过这些光谱特征参数，可以定量的描述各种光谱吸收形态，并进行波形的匹配识别。

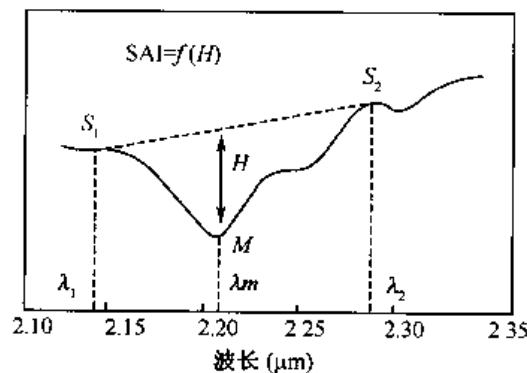


图 3.19 光谱吸收特征参数示意图^[15]

5) 基于光谱数据库的光谱匹配识别模型

实现由成像光谱数据提取的地物光谱曲线与由光谱数据库（经实验室或野外测量的“标准”光谱曲线）的光谱曲线两者的匹配分析是进行地物识别和分类的基础。

成像光谱数据在增加地物特征细节的同时也增加了数据的冗余度。这往往影响到识别分类的精度。因此发展了一些新的光谱匹配识别方法。如，针对光谱吸收特征，用最小二乘法拟合或用最小平方残差实现最佳光谱匹配识别；用两光谱曲线的相关系数或均方差来表征相似度等。下面简单介绍几种方法：

a) 光谱数据编码匹配

对成像光谱的大量冗余度较大的数据，首先进行二值编码，或多门限值、多子区编码，使数据的表述简单化，再利用基于最小哈明距离算法等实现图像光谱与数据库光谱的匹配识别（Goetz, 1990; Jia & Richards, 1993）。

b) 光谱角度匹配 (SAM)

光谱角度匹配法又称光谱角度填图法，即以实验室测量的标准光谱或从图像上提取的已知点的平均光谱为参考，求算图像中每个像元矢量（将像元 n 个波段的光谱响应作为 n 维空间的矢量）与参考光谱矢量之间的广义夹角。

设有两个 n 波段的光谱矢量 $T = (t_1, t_2, \dots, t_n)$, $R = (r_1, r_2, \dots, r_n)$, X , Y 不是零向量，它们的广义夹角 θ 定义为

$$\theta = \arccos \frac{X \cdot Y}{|X| \cdot |Y|} \quad (3.9)$$

即

$$\theta = \arccos \frac{\sum_{i=1}^n x_i \cdot y_i}{\sqrt{\sum_{i=1}^n x_i^2} \sqrt{\sum_{i=1}^n y_i^2}}, \quad \theta \in \left[0, \frac{\pi}{2}\right]$$

此广义夹角表征两光谱的匹配程度、夹角越小，两者相似性越大。实际应用时往往从图像中选取已知类型的区域，以其平均光谱作为样本中心进行分类。此法压缩了图像光谱信息，提高了图像分类算法效率，同时对图像的增益不敏感，便于图像光谱与地物测量光谱的比较匹配。改进的 SAM 法引入了样区的统计参数，能更好地反映已知样区的特征，提高了识别分类精度。

c) 导数光谱波形匹配识别法

由于太阳辐照度的变化、大气效应、噪声、光谱分辨率等因素的影响，地物所固有的光谱吸收反射特征在图像上往往有很大的失真，尤其是当地物缺乏强吸收特性点而遥感数据本身又有较低的信噪比时（Kruse et al., 1990）。

研究证明，导数光谱可以部分消除上述因素的影响，如四阶导数光谱可消除大气瑞利散射的影响（Fell & Smith, 1982），而一阶或二阶导数在很大程度上可消除土壤背景的影响（Pemetriadesshah, 1990）。这里的导数光谱是指图像某基本组分（endmember）的光谱矢量与图像上该基本组分的光谱矢量的导数。后者可以表示为

$$[\rho_i] = [\rho(i, \lambda_1), \rho(i, \lambda_2), \dots, \rho(i, \lambda_n)] \quad (3.10)$$

式中: i 为第 i 类基本组分, n 为波段数。用两个光谱矢量的导数波形矢量, 进行光谱夹角匹配, 可得到每一类型的光谱波形相似度图像, 设置阈值, 确定每个像元的属性归属。用此种方法可以进行植被类别的精准填图。

参 考 文 献

- [1] Campbell James B., 1987, *Introduction to Remote Sensing*, the Guilford Press, New York, London.
- [2] Lillesand Thomas M. & Kiefer Ralph W., 1994, *Remote Sensing and Image Interpretation* (3rd ed.), John Wiley & Sons, Inc.
- [3] Swain P. H. & S. M. Davis, 1978, *Remote Sensing: The Quantitative Approach*, McGraw-Hill, New York.
- [4] Jensen John R., 1996, *Introductory Digital Image Processing: A Remote Sensing Perspective* (2nd ed.), Prentice-Hall, Englewood Cliffs, N.J.
- [5] 龙飞, 赵英时, 徐建春, 2000, 多角度 NOAA 数据方向信息提取的方法研究, *遥感学报*, 4(增刊): 101-105.
- [6] 徐希孺、柳钦火、李兵, 1997, NOAA-AVHRR 在植被动态监测中的非朗伯体问题, *遥感学报*, 1(增刊): 31-35.
- [7] 黄胜利、王茂新, 1998, NOAA/AVHRR 1B 辐射纠正的初步尝试, *遥感信息* (4).
- [8] 肖乾广、陈维英, 1990, 用气象卫星的绿度资料对全国植被生态环境进行动态监测研究, *环境监测与作物估产论文集*, 北京大学出版社.
- [9] A General Introduction to MODIS: <http://modis.gsfc.nasa.gov>.
- [10] 郑兰芬、童庆禧、王晋年, 1995, 高光谱分辨率遥感研究进展, *遥感科学新进展*, 科学出版社.
- [11] 刘玉洁、杨忠东等, 2001, MODIS 遥感信息处理原理与算法, 科学出版社.
- [12] A General Introduction to MISR: <http://www-misr.jpl.nasa.gov/introduction/introduction.html>.
- [13] Data Products Specification of MISR, Jet Propulsion Laboratory, California Institute of Technology December 14, 1999.
- [14] 王建宁, 1996, 机载成像光谱仪性能分析与发展现状, *遥感新进展与发展战略*, 中国科学技术出版社.
- [15] 郑兰芬、王晋年, 1992, 成像光谱遥感技术及其图像光谱信息提取的分析研究, *环境遥感*, 7(1): 49-58.
- [16] 王晋年、郑兰芬、童庆禧, 1996, 成像光谱图像吸收鉴别模型与矿物填图研究, *环境遥感*, 11(1): 20-31.
- [17] [美] Elachi C., 王松皋等译, 1995, *遥感的物理学和技术概论*, 气象出版社.
- [18] Datt B., 2000, Identification of green and dry vegetation components with a cross-correlogram spectral matching technique, *International Journal of Remote Sensing*, 21(10): 2133-2139.
- [19] Gregory S. Okin, Dar A. Roberts, Bruce Murray & William J. Okin, 2001, Practical limits on hyperspectral vegetation discrimination in arid and semiarid environments, *Remote Sensing of Environ.*, 77(2): 212-225.
- [20] Goety, A. H., et al, High Resolution Imaging Spectrometer Science Opportunities for the 1990s, In *Earth Observing System*, Vol. IIC, Instrum, Panel Rep. NASA, Washington, D. C.
- [21] 童庆禧、郑兰芬、张兵, 1997, 湿地植被成像光谱遥感研究, *遥感学报*, 1(1).
- [22] 陈述彭、赵英时, 1992, *遥感地学分析* (修订本), 台湾中国文化大学出版.
- [23] 陈述彭、童庆禧、郭华东主编, 1998, *遥感信息机理研究*, 科学出版社.
- [24] 荀毓龙 主编, 1991, *遥感基础实验与应用*, 中国科学技术出版社.
- [25] 阎祥军、朱永豪、田庆久、王红梅, 1997, MAIS 成像光谱仪飞行定标和反射率反演, *遥感学报*, 11(3): 178-184.
- [26] 杨超武、田庆久、张满郎, 1997, 机载成像光谱仪图像大气层辐射影响归一化及其简化矫正, *测绘学报*, 26(4): 68-74.
- [27] 舒宁, 1998, 国内外有关成像光谱数据影像分析方法研究, *国土资源遥感*, 1: 16.
- [28] 张宗贵、王润生, 2000, 基于谱学的成像光谱遥感技术发展与应用, *国土资源遥感*, 3: 17.

第4章 热红外遥感

§4.1 概 况

红外谱段指的是频率低于（或波长高于）可见光红谱段以外，波长在 $0.76 \sim 1000\mu\text{m}$ 范围内，位于可见光和微波之间的区域。在这一范围内，辐射性质有很大差异，既有反射红外波段（波长 $0.7 \sim 3.0\mu\text{m}$ ），又有发射红外波段（波长 $3 \sim 18\mu\text{m}$ ）。后者又称“热红外”。但严格地说，“热红外”谱段内，物体也有少量的能量反射，只不过物体的热辐射能量大于太阳的反射能量而已。其中，波长 $7 \sim 18\mu\text{m}$ 的“热红外”谱段内，以热辐射为主，反射部分往往可以忽略不计；而波长 $3 \sim 5\mu\text{m}$ 的中红外，热辐射与太阳辐射的反射部分须同时考虑（处于同一数量级）。另外，“热红外”谱段外的许多其他谱段也可以有少量的热能发射，所以有人更愿意把“热红外”用“远红外”来表达。

前一章我们介绍了可见光-反射红外遥感。它主要是研究、检测、对比地而物体直接反射太阳辐射能的差异。而本章所讨论的热红外遥感，则是用遥感手段感应地而物体发射辐射能的差异。应该说，后者比前者更为复杂。其复杂性主要表现在以下几方面：

(1) 热红外遥感的大气影响更为复杂。它的大气效应除了有大气吸收、散射外，还有大气自身的发射。尽管，远红外谱段波长较长，大气的散射作用远不如紫外和可见光谱段显得那么重要。但是，在热红外谱段内大气分子与悬浮粒的吸收作用却是明显的。在有限的大气窗口内，最主要的影响因素是大气的水汽和气溶胶，它们既要吸收能量又要自身发射热辐射能。这种大气自身的热辐射，叠加于地面物体的热辐射信号之上，使问题复杂化。

(2) 热红外信息，除受大气干扰外，还受地表层热状况的影响，比如风速、风向、空气温度、湿度等微气象参数，土壤水分、组成、结构等土壤参数，植物覆盖状况、地表粗糙度、地形地貌等多种因素影响。

(3) 地物本身的热过程是复杂的。地物从热辐射的能量吸收（增温）到能量发射（降温），存在着一个热储存和热释放的过程。这个过程不仅与地物本身的热学性质（热传导率、热容量、热惯量等）有关，还与环境条件等多因素有关。整个热过程存在着“滞后”效应，要定量表达这一过程，是相当复杂的。

(4) 热能的传递有多种方式（传导、对流、辐射）。改变地物温度的因素，除了热吸收与热辐射外，还有显热交换与潜热交换。所谓显热交换是指地表内部热量与大气的交换（加热空气），而潜热交换指地表水分蒸发的能量交换（降低地表温度），它们都与天气、气候有关。这几种热交换过程交织在一起，人们很难加以分解，并建立它们与温度改变的定量关系。

(5) 热探测器所获得的物体发射辐射信息包含了两个重要的信息，即物体的温度以及表示物体辐射能力的比辐射率。温度与比辐射率的分离（TES, temperature emissivi-

ty separation) 是热红外遥感的一个难点。

(6) 热红外遥感图像的空间分辨率一般低于可见光-近红外遥感图像, 因此“混合像元”(非同温像元)的问题, 显得相当突出。

热红外遥感的发展可以从 1962 年第一台红外测温仪诞生算起, 1978 年美国发射热惯量卫星 (HCMM), 首次用卫星来观察地球表面的温度差异, 这标志着热红外卫星遥感的发展。随后, 红外技术的不断发展, 一系列航空航天遥感器运用了热红外波段采集地面数据, 并将其应用于军事、地质填图、热制图、热惯量估算以及灾害监测、环境污染等方面。我国从 1975 年研制第一台红外测温仪以来, 先后研制了包括多个热红外波段在内的多光谱扫描仪, 并进行了相应的热红外遥感应用研究。如岩溶区探水、热红外探矿、探地热、城市热岛、林火监测等均取得不少成果。但是, 许多热红外遥感应用尚主要是以亮度温度为信息源的定性分析阶段, 定量研究还很不够。

随着比辐射率研究和测定工作的进展, 以及热红外遥感大气纠正问题的深入, 热红外遥感的定量研究也得到很大的发展。但是, 由于热红外遥感本身的复杂性, 它的许多理论问题均未很好的解决, 如地表热红外辐射及比辐射率的方向性问题、温度与比辐射率的分离问题、非同温混合像元的分解问题等等。目前, 利用卫星遥感反演地表真实温度, 无论是理论上还是模型建立、精度保证上离实用均有较大的差距。然而, 地球系统的能量、物质流均可归结为其热量和物质的积累和耗散。“地表温度”这一重要物理参数, 综合了地-气相互作用过程中物质和能量交换的结果。地球上的植物生长与作物产量、地表水分蒸发与循环、气候变迁与全球环境变化、资源积累与人类生存等许多重要的自然、人文现象和过程, 无不与地球系统的热状况、与地球系统水热平衡的关键因子——地表温度密切相关。热红外遥感是获取地表热状况信息的一种非常重要的手段。因此, 热红外遥感研究至关重要。目前, 国内外许多学者正在致力于对热辐射与地面相互作用机理的研究、地表真实温度的模型反演等疑难问题的攻克以及热红外遥感应用研究的进一步开拓。

§ 4.2 热辐射原理

研究热红外遥感、解译热图像, 首先必须了解热辐射的本质。以下我们复习和扩展一下第 1 章介绍的黑体辐射原理及热辐射与大气、与地表的相互作用。

从理论上讲, 自然界任何温度高于热力学温度 (0K 或 -273°C) 的物体都不断地向外发射电磁波, 即向外辐射具有一定能量和波谱分布位置的电磁波。其辐射能量的强度和波谱分布位置是物质类型和温度的函数。正因为这种辐射依赖于温度, 因而称“热辐射”。如同光波一样, 热辐射也是一种电磁波振动, 遵循光的所有规律——以光速直接传播, 传播速度等于辐射波长同频率的乘积, 即 $C = \lambda\nu$; 以不连续的量子形式传播, 每个量子的能量为 $Q = h\nu$ (h 为 Planck 常数) 等。

4.2.1 黑体辐射

在一定温度下物体向外界辐射能量, 物体的辐射出射度 (radiant exitance) 是波长

与温度的函数。随着温度的增加,总发射能量也增加,发射的最大波长(峰)变短,这种关系可用黑体概念来表达。

黑体概念是理解热辐射的基础。黑体被定义为完全的吸收体和发射体。它吸收和重新发射它所接收到的所有能量(没有反射)。它的吸收率和发射率均为1。也就是说,在任何温度下,对各种波长的电磁辐射能的吸收系数恒等于1的物体称为黑体。实际上,自然界并不存在黑体,自然界所有物体至少反射少量的入射能,而不是完全的吸收体。只是由于热辐射是随着构成物体的物质和条件的不同而变化,因而需要引入黑体这一概念作为热辐射定量研究的基准。尽管黑体是一个物理学上的理想体,但它的行为表现能够被实验室设备所模拟,它在描述和计算一般物体的热行为,研究物体温度与发射辐射能的关系时是有用的。

普朗克(Planck)定律给出了黑体辐射的出射度与温度、波长的定量关系(公式1.9)。维恩(Wien)位移定律给出了黑体的发射峰值波长与温度的定量关系,指出随着黑体温度的增加、发射峰值波长减小,两者呈反比关系(公式1.11) $\lambda_{\max} = A/T$ 。而斯特藩-玻耳兹曼(Stefan-Boltzmann)定律数学描述了随着黑体温度的增加,总发射辐射也增加,即黑体的辐射强度与温度的4次方成正比(公式1.10) $M = \sigma T^4$ 。这就是说,物体热辐射的强度和峰值波长都是随物体的温度而变化的。那么,温度确定后,从普朗克公式、维恩定律可以确定辐射源的光谱分布,推算出物体的峰值波长;从斯特藩-玻耳兹曼定律可以计算出物体辐射的总功率。反之,从物体的光谱分布及辐射总功率也可推算出物体的“实际温度”。显然这些推论对黑体是严格成立的,由此人们通过对地表辐射能量的测量或运用遥感热图像数据,可以间接获得目标对象的“温度”信息。但是对于非黑体的真实物体,由于比辐射率的影响,要获得地表真实温度的难度便大得多。

4.2.2 真实物体的辐射

1. 比辐射率

黑体的概念是采用一个简便的理论工具来描述辐射原理。而真实物体并非如同黑体。它的辐射出射度小于同温下黑体的辐射出射度。因而引出了“比辐射率”的概念。

所谓比辐射率,又称发射率,用 $\epsilon(T, \lambda)$ 表示。比辐射率被定义为,物体在温度 T 、波长 λ 处的辐射出射度 $M_S(T, \lambda)$ 与同温度、同波长下的黑体辐射出射度 $M_B(T, \lambda)$ 的比值。即

$$\epsilon(T, \lambda) = \frac{M_S(T, \lambda)}{M_B(T, \lambda)} \quad (4.1)$$

简化为

$$\epsilon(\lambda) = \frac{\text{物体的辐射出射度}}{\text{同温下黑体的辐射出射度}}$$

比辐射率是一个无量纲的量, ϵ 的取值在 0~1 之间。它是波长 λ 的函数,由材料性质决定的。通常在较大的温度变化范围内为常数,故常不标注为温度的函数。因为黑体辐射全部的入射能量,则黑体的辐射能量应等同于它的入射能量,所以发射率可以看作发射能占入射能之比。

单从比辐射率的定义看,若运用红外辐射计测出物体的辐射出射度以及相同表面温度下黑体的辐射出射度,则可得到比辐射率。但事实上,在自然环境下要证明被测物和一个黑体的表面温度相同是很困难的。更何况所测的被测物的出射辐射度中还包含有部分环境辐射,若不知比辐射率则无法将它们分开^[1]。

考虑到比辐射率的存在,当计算真实物体的总辐射出射度时,把斯特藩-玻耳兹曼定律修正为:

$$M(T) = \epsilon \sigma T^4 \quad (4.2)$$

式中: $M(T)$ 为总辐射出射度,单位为 $\text{W} \cdot \text{m}^{-2}$; T 为物体真实温度 K; σ 为斯-玻常数,取值 $5.6697 \times 10^{-8} \text{ W} \cdot \text{m}^{-2} \text{ K}^{-4}$; ϵ 为物体的比辐射率。

式(4.2)说明,物体不断辐射电磁波能量(辐射能量)的强度 $M(T)$ 与物体的比辐射率 ϵ 以及物体的表面温度 T 及波长 λ 有关。同时也说明,即使从遥感器或从地表测量获得了辐射能量 $M(T)$,若不知道比辐射率 ϵ ,仍然不能得到目标对象的温度信息。

2. 比辐射率的影响因素

物体的比辐射率是物体发射能力的表征。它不仅依赖于地表物体的组成成分,而且与物体的表面状态(表面粗糙度等)及物理性质(介电常数,含水量、温度等)有关,并随着所测定的辐射能的波长(λ)、观测角度(θ)等条件的变化而变化。

表 4.1 各种常用物质的比辐射率^[2]

物 质	典型平均比辐射率 8~14 μm	物 质	典型平均比辐射率 8~14 μm
清 水	0.98~0.99	水泥混凝土	0.92~0.94
湿 雪	0.98~0.99	油 漆	0.90~0.96
人的皮肤	0.97~0.99	干植被	0.88~0.94
粗 冰	0.97~0.98	干 雪	0.85~0.90
健康绿色植被	0.96~0.99	花岗岩	0.83~0.87
湿 土	0.95~0.98	玻 璃	0.77~0.81
沥青混凝土	0.94~0.97	粗铁片	0.63~0.70
砖	0.93~0.94	光滑金属	0.16~0.21
木	0.93~0.94	铝 箔	0.03~0.07
玄武岩	0.92~0.96	亮 金	0.02~0.03
干矿物质土	0.92~0.94		

表 4.1 列出各种常见物质在 8~14 μm 谱段内的典型比辐射率。表中可见,常温下不同的地表物质在 8~14 μm 谱段内的比辐射率可以变化很大。

图 4.1 显示了各种岩浆岩的发射率,随岩石中 SiO_2 含量的降低,发射率的谷值向长波方向移动。

常温下,白云石的比辐射率随表面状态而变化,磨光面为 0.929,而粗糙面为 0.958;在 20℃ 时土壤的比辐射率,随着土壤水分含量而变化,干土为 0.92、湿土为 0.95、沙为 0.90;落叶树的比辐射率,随状态而变化,单叶为 0.96,整个树冠为

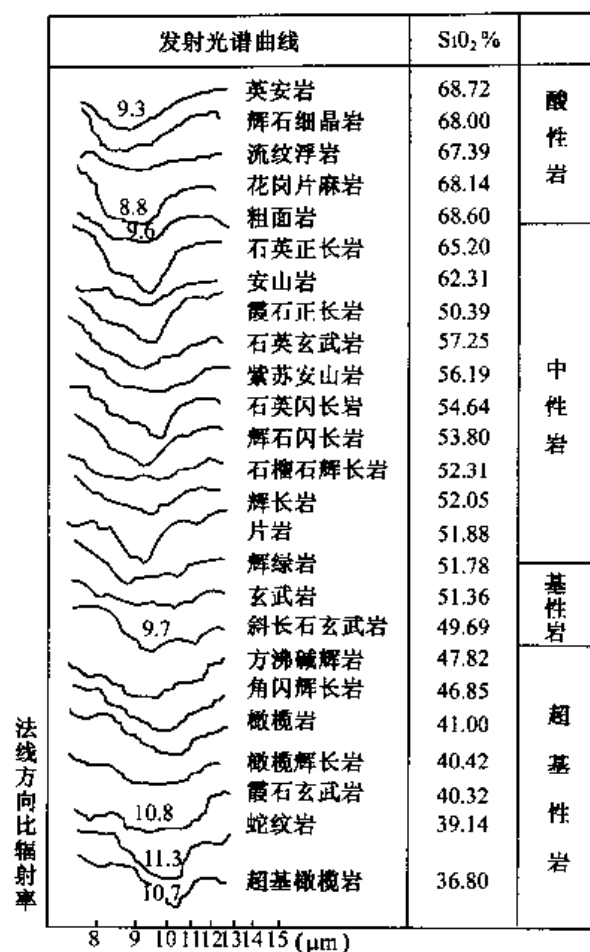


图 4.1 岩浆岩的比辐射率^[3]

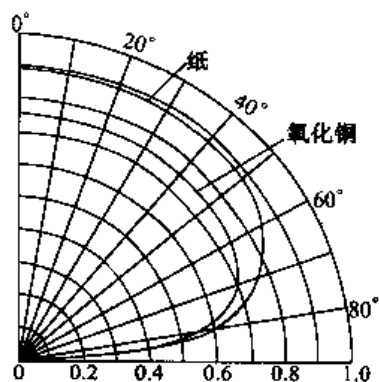


图 4.2 电解质比辐射率的角分布^[3]

0.98^[2]。

严格地说，只有绝对黑体才是朗伯源，其辐射强度与观察角度 θ 无关。太阳可近似为一个朗伯源。而自然界的真实物体并不是朗伯源，它们的表面辐射亮度 L 与出射方向（观察角度） θ 是有关的。这里，温度不具有方向性，物体热辐射的方向性主要是由比辐射率的方向性引起的。也就是说，比辐射率 ϵ 不仅是 λ 的函数，还是出射角 θ 的函数。图 4.2 是典型光滑电介质表面的比辐射率 ϵ 的角分布图。比辐射率的方向性除与物体本身性质有关外，还受表面粗糙度的影响。对于光滑表面，比辐射率随观测角的增加逐渐增加，到布儒斯特（Brewster）角时达到最大，然后迅速下降，到 90° 时降为 0；粗糙表面为朗伯面，其发射各向同性，比辐射率不随角度变化；介于两者间的一般粗糙面并非朗伯体特征，其发射各向异性，比辐射率随角度变化的规律很复杂。但实验已证明，随着粗糙度增大，比辐射率随观测角度变化

要小些。

以上的分析可知, 比辐射率的影响因素很多, 对它的测量与计算至今尚未找到完善的数值解法和模型。目前只是基于某些假设而获得比辐射率的相对值, 如模式发射率法(Hook 等, 1992)、热对数剩余法(Koaly 等, 1990)、去相关拉伸法(Kahle 等, 1983)等^[4]。对“比辐射率”的精确测量难度很大, 目前主要从以下 3 种途径入手^[5]:

(1) 根据可见光和近红外光谱信息来估计^[6~8]。

(2) 根据热红外光谱仪里最小比辐射率与最大比辐射率之差的统计关系来确定^[9]。

(3) 在假定比辐射率不变或与温度无关的热红外波谱指数不变的条件下, 利用多时相数据来确定^[10~13]。

具体测量“比辐射率”, 采用以下 3 种方法^[1,14]:

(1) 主动法: 根据比辐射率与反射率的关系(即基尔霍夫定律, 对不透明体 $\epsilon_\lambda = 1 - \rho$), 通过测定方向-半球反射率 ρ (2π 空间各方向上二向反射率的半球积分值) 来测比辐射率。可利用 CO_2 激光作为主动辐射源远距离测定, 以避免自身发射的干扰。

(2) 被动法: 运用黑体辐射公式, 通过测定目标表面温度和热辐射, 求得比辐射率。此法所测得的值中包含自身发射、环境辐射以及反射部分, 很难将之区分。如“双温度法”根据不同温度下的比辐射率基本不变的前提, 通过测“白天”与“黑夜”两个不同温度条件下的观测数据来求算比辐射率, 此法对岩石、干土壤有效, 但不适于含水量变化的目标; “双通道双温度法”可避免接触测量目标物的温度; 还有“辐射箱法”等^[15]。

(3) 主动 + 被动法: 用“双通道双温度法”测温, 用主动法测二向性反射分布函数 BRDF, 再改变环境辐照度将两者分开。

比辐射率是热红外遥感研究中的一个关键参数, 对它的具体测量方法, 这里不作详述。但是应该说明的是, 随着热红外遥感的发展, 人们已不仅仅是要测量和积累不同材

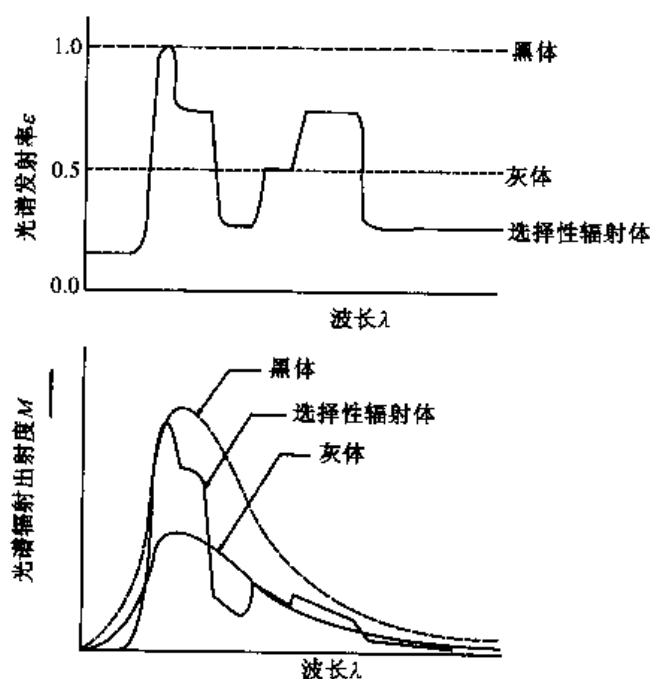


图 4.3 物体热辐射的三种类型^[2]

料和地物的比辐射率及研究它的特点, 还要探索地表热辐射及比辐射率各向异性的产生机理, 并建立地物比辐射率方向模型。

通常, 考虑到比辐射率的大小及与波长的关系把物体的热辐射分为 3 类:

(1) 接近于黑体的物体, 发射率近于 1。许多物质在某一特定波长范围内的辐射如同黑体, 如水在 $6 \sim 14 \mu\text{m}$ 段辐射特征很接近黑体, 发射率为 0.98 到 0.99。

(2) 发射率与波长无关的灰体, 发射率小于 1。自然界大多数物体为接近于黑体的灰体。

(3) 发射率随波长变化的物体, 即称为选择性辐射体, 如氙灯、水银灯等。

图 4.3 显示黑体、灰体、选择性辐射体的辐射出射度和光谱发射率。

4.2.3 热辐射与地面的相互作用

1. 热辐射与地面的相互作用

在第 1 章中, 我们曾介绍了能量入射到地表物体表面被吸收、反射、透射的基本过程。按照能量守恒定律, 它们之间的关系为

$$E_I = E_A + E_R + E_T \quad (4.3)$$

式中: E_I 为入射能; E_A 为吸收能; E_R 为反射能; E_T 为透射能。它们都是波长的函数。式 (4.3) 分别除以入射能 E_I , 得

$$\frac{E_I}{E_I} = \frac{E_A}{E_I} + \frac{E_R}{E_I} + \frac{E_T}{E_I}$$

其中: 定义 $\alpha(\lambda) = \frac{E_A}{E_I}$; $\rho(\lambda) = \frac{E_R}{E_I}$; $\tau(\lambda) = \frac{E_T}{E_I}$; $\alpha(\lambda)$ 、 $\rho(\lambda)$ 、 $\tau(\lambda)$ 分别表示地面因子的吸收率、反射率、透射率。

则式 (4.3) 可改为

$$\alpha(\lambda) + \rho(\lambda) + \tau(\lambda) = 1 \quad (4.4)$$

对于热辐射, 我们所关心的在于地表特征的发射辐射, 即吸收部分入射能量的再发射。基尔霍夫(Kirchhoff)定律指出, 在热平衡条件下, 物体的光谱发射率等于它的光谱吸收率, 即 $\epsilon(\lambda) = \alpha(\lambda)$ 。可见, 发射率既是物体辐射能力的量度, 也是物体吸收能力的量度。虽说, 绝对的热平衡状态并不存在, 但“局地热平衡”却是普遍存在的。所谓“局地热平衡”指瞬间热交换非常缓慢, 物体向外辐射的能量基本等于从外界吸收的能量, 此时物体处于热平衡状态^[14]。经验证明, 基尔霍夫定律对大多数地面条件都能适用。因此, 在实践中可以用物体的光谱发射率来代替光谱吸收率, 则式 (4.4) 变为

$$\epsilon(\lambda) + \rho(\lambda) + \tau(\lambda) = 1 \quad (4.5)$$

一般在遥感应用中, 我们研究的目标被假定为对热辐射是不透明体。也就是说, $\tau(\lambda) = 0$, 则式 (4.5) 为

$$\epsilon(\lambda) + \rho(\lambda) = 1 \quad (4.6)$$

式 (4.6) 说明, 在热辐射光谱区段, 物体的发射率和它的反射率之间的直接关系。物体的反射率越低, 其发射率越高; 反之, 物体的反射率越高, 发射率越低。如在热红外谱

段, 水的反射率几乎微不足道, 因此它的发射率近似于 1; 相反, 金属片高反射热能, 因而它的发射率远小于 1。

式(4.6)还说明了, 可以通过测反射率 $\rho(\lambda)$ 来测定发射率 $\epsilon(\lambda)$ 。但是, 这里应该说明的是, 物体的发射率与反射率均是测定波长(λ)和观测角度(θ)、观测方向(ϕ)的函数。

$$\epsilon(\lambda, \theta, \phi) = 1 - \int_0^{2\pi} \int_0^{\frac{\pi}{2}} \rho(\lambda, \theta, \phi) \sin\theta \cdot d\theta \cdot d\phi \quad (4.7)$$

式(4.7)显示了比辐射率与波长、观测角度、观测方向的密切关系^[1]。

2. 热辐射传输方程

在第 1 章里我们曾讨论过太阳辐射。谈到太阳辐射能是以短波为主, 在热红外谱区相对很小。太阳辐射作为万物的能源, 是地表发射能量的主要来源。地面吸收太阳短波能量(包括太阳直射光和天空漫射光)开始升温, 将部分太阳能转为热能, 然后, 地面再向外辐射较长波段的热红外辐射能量。在热红外遥感的地-气辐射传输中, 地面与大气都是热红外辐射的辐射源, 辐射能多次通过大气层, 被大气吸收、散射与发射。因此, 研究地面热红外辐射需要对大气的干扰进行纠正。图 4.4 为热红外遥感的地-气辐射传输示意图, 它表达了热红外辐射的传播方向及相互作用过程。

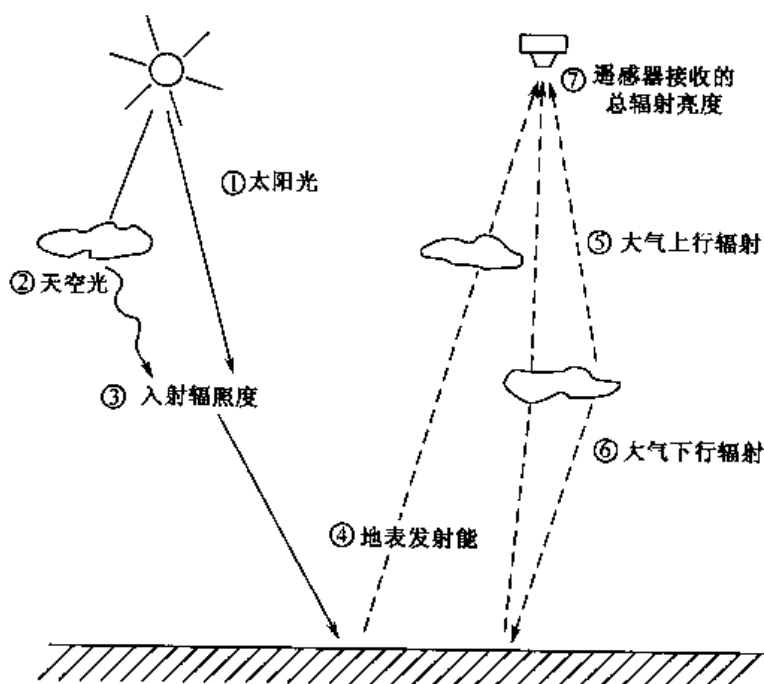


图 4.4 地-气辐射传输示意图

若假设地表和大气对热辐射具有朗伯体性质, 大气下行辐射强度在半球空间内为常数, 则热辐射传输方程可简化为^[16]

$$L_{\lambda} = B_{\lambda}(T_S) \epsilon_{\lambda} \tau_{0\lambda} + L_{0\lambda}^{\uparrow} + (1 - \epsilon_{\lambda}) L_{0\lambda}^{\downarrow} \tau_{0\lambda} \quad (4.8)$$

式中: L_{λ} 为传感器所接收的波长 λ 的热红外辐射亮度; $B_{\lambda}(T_S)$ 为地表物理温度 T_S (单位为 K) 时的普朗克黑体辐射亮度; ϵ_{λ} 为波长 λ 的地表比辐射率; $\tau_{0\lambda}$ 为从地面到传感器的大

气透过率; $L_{0\lambda}^{\uparrow}$ 、 $L_{0\lambda}^{\downarrow}$ 为波长 λ 的大气上行辐射、大气下行辐射。

此方程中, 第一项为地表热辐射经大气衰减后被遥感器接收的热辐射亮度(即被测目标本身的辐射), 第二项为大气上行辐射亮度(大气直接热辐射), 第三项为大气下行辐射(大气向地面的热辐射)经地表反射后又被大气衰减最终被遥感器接收的辐射亮度。

若考虑到热辐射的方向性, 根据热辐射传输方程, 卫星遥感器接收到的热红外辐射能量(亮度值)的三部分, 则表示为^[14]

$$L_{\lambda} = B_{\lambda}(T_S)\epsilon_{\lambda}\tau_{0\lambda} + L_{0\lambda}^{\uparrow} + \tau_{0\lambda} \int_{2\pi} f(\Omega' \rightarrow \Omega) L_{0\lambda}^{\downarrow}(\theta) \cos\theta d\Omega' \quad (4.9)$$

式中: $L_{0\lambda}^{\downarrow}(\theta)$: 天顶角为 θ 时波长 λ 的大气下行辐射; $f(\Omega' \rightarrow \Omega)$: 地表二向反射分布函数; $\int_{2\pi}$: 积分符号代表半球积分; $d\Omega'$: 代表微分立体角。

3. 热红外遥感的波段选择

在热红外区间内, 存在着 $3 \sim 5\mu\text{m}$ 及 $8 \sim 14\mu\text{m}$ 两个大气窗口。地表物体的温度一般在 $+40^{\circ}\text{C} \sim -40^{\circ}\text{C}$ 之间, 平均环境温度为 27°C (相当于 300K)。根据维恩位移定律, 地面物体 ($\pm 40^{\circ}\text{C}$ 间) 的辐射峰值波长在 $9.26 \sim 12.43\mu\text{m}$ 之间, 其辐射峰顶值波长在 $9.7\mu\text{m}$ 附近, 正是在热红外谱段 $8 \sim 14\mu\text{m}$ 的大气窗口内。我们已经知道, 随温度升高发射辐射的峰值向短波方向移动。对于地表高温目标, 如火燃等, 其温度达 600K , 辐射峰值波长为 $4.8\mu\text{m}$, 在热红外谱段 $3 \sim 5\mu\text{m}$ 的大气窗口内。所以, 通常热红外遥感波段的选择在波长 $8 \sim 14\mu\text{m}$ 和 $3 \sim 5\mu\text{m}$ 两个区间内 (图 4.5)。

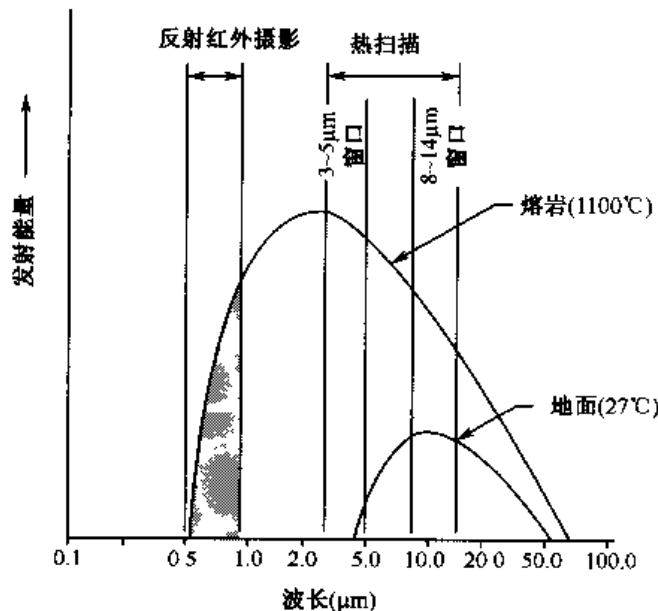


图 4.5 热红外遥感的波段选择

$8 \sim 14\mu\text{m}$ 热红外谱段的大气窗口, 不仅集中了大多数地表特征的辐射峰值波长, 而且在此区间内, 不同物体的发射率随着物质类型的不同有较大的差异。但是, 作为一个宽波段, 在这个区间内, 对于任何特定的物质类型, 它的发射率往往是不变的。也就

是说,在这个宽波段范围内,物质常可以作为“灰体”对待。进一步地研究还表明,在 $8\sim 14\mu\text{m}$ 谱段内,物质的发射率随着波长的变化仍有细微的变化。因此,在热红外遥感的具体应用中,往往又将此热红外谱段进一步分为 $10.5\sim 11.5\mu\text{m}$ 和 $11.5\sim 12.5\mu\text{m}$ 等不同的通道来分别感应物质发射特征的微弱差异。如 NOAA 气象卫星 AVHRR 的 CH4、CH5 波段等。

热红外遥感的 $8\sim 14\mu\text{m}$ 谱段,主要用于调查地表一般物体的热辐射特性,探测常温下的温度分布、目标的温度场,进行热制图等。如,地热调查、土壤分类、水资源考察、城市热岛、地质找矿、海洋渔群探测、海洋油污染等。对于森林火灾也可识别,但是对那些小的火点、暗火、火线等高于红外传感器温度标定上限的目标,则不便区分。

热红外遥感中 $3\sim 5\mu\text{m}$ 的短波红外谱段,对火灾、活火山等高温目标的识别敏感,常用于捕捉高温信息,进行各类火灾、活火山、火箭发射等高温目标的识别、监测。特别是对于森林火灾,它不仅可以清楚地显示火点、火线的形状、大小、位置,而且对小的隐火、残火,也有很强的识别能力。

4.2.4 热作用与温度

热是物质的内部能量,这种能量是由组成物质的原子、分子运动引起的。这种不规则运动引起的质点碰撞,导致能态的改变,并从物质表面发射出电磁辐射。物质内部的能量(分子运动热能)可以转变为辐射能。热量的单位是卡。一卡指的是一克水温度升高 1° 所需的热量。

热能有以下三种形式的热传递:

- 传导是通过组成物质的分子相互作用来传递热,如烹调食物;
- 对流是通过受热物质的物理运动来传递热,如水热循环;
- 辐射是以电磁波的形式传热,如太阳辐射。与前两者不同的是热辐射可以在真空中传递。

地球表面的物质,主要吸收太阳辐射能,然后再发射,其强度既取决于太阳能持续时间和强度的昼夜及年度周期变化,又取决于地表性质。当然,地表物质也可接受地球内部的地热能。它具有明显的区域性。

温度是物体相对冷暖的一种度量。常用的温度尺度有华氏温标——Fahrenheit,用 $^\circ\text{F}$ 表示;摄氏——Celsius(Centigrade),用 $^\circ\text{C}$ 表示;开氏温标(绝对温标)——Kelvin,用K表示,它们可以相互转换: $^\circ\text{F} = 9/5^\circ\text{C} + 32$; $^\circ\text{C} = 5/9(^\circ\text{F} - 32)$; $\text{K} = ^\circ\text{C} + 273$ 。在标准大气压下,把水的冰点温度定为 0°C ,水的沸点温度定为 100°C 。

1. 分子运动温度 (Kinetic Temperature)

分子运动温度为动力学温度,又称为真实温度。它是物质内部分子的平均热能,是组成物体的分子平均传递能量的“内部”表现形式。它由物体分子平均不规则的振动所致。对它的测量,一般通过仪器(主指温度计)直接放置在被测物体上或埋于被测物体中来获得。这种传统的接触测温法,往往因测温感应元件接触物体表面而破坏了原表面的热状态。如温度计的点测法,既有温度计本身量测时遮挡太阳辐射的降温作用,又有

温度计自身散热的增温作用，还有温度计感应部的薄层玻璃的吸热作用。同时还应考虑微气象、环境条件等的影响。

2. 辐射温度 (Radiant Temperature)

辐射温度又称为表征温度 (Apparent Temperature)。除了上述这种内部现象外，物体还辐射能量，其辐射能量是物体能量状态的一种“外部”表现形式。这种物体能量的外部表现形式可用热遥感器 (探测热红外谱区电磁辐射的装置 如辐射计、热扫描仪等) 来探测。辐射能量常被用来测量地表特征的辐射温度。大多数热红外遥感系统记录的是地面物质的辐射出射度 (辐射通量密度)，而不是辐射通量 (辐射功率)。

我们再回过头看一下斯特藩-玻耳兹曼定律及此定律用于真实物体的修正式 $M = \epsilon \sigma T^4$ (式 4.2)，它描述了热遥感器所获得的测量信号 M 与真实温度 T 、发射率 ϵ 之间的关系。这就是说，即使地表特征具有相同的温度，但由于它们的发射率不同，则可以有完全不同的辐射出射度。

问题的关键在于，热遥感器所记录的辐射温度与物体的真实温度之间究竟有着什么样的关系。对于黑体而言，物体的辐射温度 (T_{rad}) 等于它的动力学温度 (T_{kin})，但对于真实物体而言，两者的关系为：

$$T_{\text{rad}} = \epsilon^{1/4} T_{\text{kin}} \quad (0 \leq \epsilon \leq 1) \quad (4.10)$$

此式说明由于“发射率”这一热学性质的存在，物质的辐射温度总小于它的分子运动温度。也就是说，对任何给定物体，热遥感器所记录的辐射温度将小于它的真实温度。同时还说明，在分析热感应数据时，若物体的发射率是未知数，就无法估算物体的真实温度。

表 4.2 显示了四种典型物体真实温度与辐射温度的对比关系^[2]，这四种物体 (黑体、植物、湿土、干土) 虽然动力学温度相同，但因发射率不同，其辐射温度各异。

表 4.2 四个典型地物的动力温度与辐射温度

对象	发射率 ϵ	动力温度 T_{kin}		辐射温度 $T_{\text{rad}} = \epsilon^{1/4} \cdot T_{\text{kin}}$	
		K	℃	K	℃
黑体	1.00	300	27	300	27.0
植被	0.98	300	27	298.5	25.5
湿地	0.95	300	27	296.2	23.2
干燥地	0.92	300	27	293.8	20.8

需要说明的是，热红外遥感器探测的是地面物体表面 (约 $50\mu\text{m}$) 的辐射，这种辐射可能标志也可能并不标志物体的内部真实温度。比如，低湿度的条件下，在高温水体的表面将出现蒸发致冷效应，尽管水体内部的真实温度比表面温度暖，但是热红外遥感器仅记录它的表面辐射温度^[2]。

3. 亮度温度 (Brightness Temperature)

所谓亮度温度 (T_b) 是指辐射出与观测物体相等的辐射能量的黑体的温度。即

$M = \epsilon \sigma T_{\text{kin}}^4$ 、 $\epsilon \sigma T_{\text{kin}}^4 = M = \sigma T_b^4$ 、 $T_b = \epsilon^{1/4} T_{\text{kin}}$ 。由于自然界的物体不是完全的黑体，因而习惯上用一个具有比该物体的真实温度低的等效黑体温度来表征物体的温度。亮度温度是衡量物体温度的一个指标，但不是物体的真实温度。与公式 (4.10) 对照可知， $T_b = T_{\text{rad}}$ 。也就是说，亮度温度与前述的辐射温度、表征温度是一致的。

在微波遥感中常用亮度温度，而在红外遥感中较多地用辐射温度。

以上讨论的热辐射是把目标当作朗伯源考虑的。但事实上，自然界的物体非朗伯源，热辐射是具有方向性的。Kimes 观测到作物表面的亮度温度，从天顶角 $0^\circ \sim 80^\circ$ 可以相差 13°C 。他认为这种差异是由作物的几何结构及真实温度的垂直分布造成的^[17]。图 4.6 显示遥感平台观测角度的变化，表面温度可相差 10°C 。^[18]

地表温度是地表物质的热红外辐射的综合定量形式，是地表热量平衡的结果 [参看公式 (4.8)]。它是由物质的热特性及几何结构共同决定的。同时，它还受到微气象条件（风速、风向、空气温度、湿度）、生态环境（高度、坡度、坡向、植被种类、水分状况、叶面指数、叶角分布、株高等）、土壤物理参数（土壤水分、组分、结构、类型、表面粗糙度）等的影响。很显然，简单的把亮度温度代替地表温度以及把单一观测角的测量值当作整个上半球的热红外出射辐射均是缺乏科学性的。只有同时获得亮度温度、方向比辐射率和环境辐照度三个基本要素，才能反演出真正的地表温度。

以上分析可知，要从热红外遥感数据反演地表真实温度是相当复杂的。这是目前热红外遥感研究的热点，是一个急待解决的科学难题。

4. 地表真实温度的反演

从热传感器输出的是物体辐射温度的量度。但是在许多热红外遥感应用研究中，人们的兴趣在于物体的真实温度，而不是表征温度（即辐射温度）。这是因为地表真实温度不仅取决于净辐射，而且取决于热量平衡各分量（大气湍流所引起的显热通量、地表水分蒸发蒸腾所引起的潜热通量和土壤性质控制的热通量）。因此，只有地表的真实温度才能作为一个重要的基本参数直接参与相关模型的计算，如“全球环流模型”（GCM），地表潜热、显热通量方程、土壤热流量方程等。

早在 20 世纪 60 年代初期发射 TIROS-II 以来，学者们就用卫星遥感数据反演地表温度。随着遥感应用的深入，在已知比辐射率的前提下，利用各种对大气辐射传输方程的近似和假设，相继提出了多种地表温度反演算法。如单通道法、多通道法、单通道多角度法、多通道多角度法等^[5]。

• 单通道法：选用卫星遥感的热红外单通道数据，借助于卫星遥感提供的大气垂直廓线数据（温度、湿度、压力等），结合大气辐射方程计算大气辐射和大气透过率等

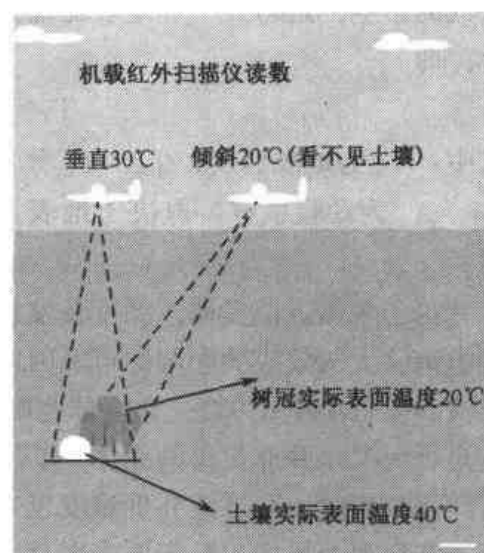


图 4.6 观测角度对表面温度的影响

参数,以修正大气对比辐射率的影响,从而得到地表温度。单通道法需要已知地表比辐射率、大气廓线,并需要有一个精确的辐射模型。

- 多通道法(又称分裂窗法、劈窗法—split window algorithm):利用 $10\sim 13\mu\text{m}$ 的大气窗口内,两个相邻通道(一般为 $10.5\sim 11.5\mu\text{m}$ 、 $11.5\sim 12.5\mu\text{m}$)对大气吸收作用的不同(尤其对大气中水汽吸收作用的差异),通过两个通道测量值的各种组合来剔除大气的影响,进行大气和地表比辐射率的订正。如利用两个相邻通道亮度温度的线性组合,即

$$T_s = A_0 + A_1 T_4 + A_2 T_5 \quad (4.11)$$

式中: T_s 为地表温度; T_4 、 T_5 分别为 NOAA/AVHRR 第 4、5 波段的亮度温度; A_0 、 A_1 、 A_2 为经验系数,取决于地表发射率和大气状态,不同处理方法所得系数略有不同。

由于水体近似黑体,温度及发射率满足于普朗克定律,使温度反演相对简单,仅要考虑消除大气效应的影响即可。因此分裂窗法在海面温度(SST)反演中较为成功,其反演误差可小于 0.7°C ,在全球范围内精度可达 $1\text{K}^{[19]}$ 。在实际应用中误差往往要大些。这是因为海水并非简单的黑体,其发射率是随水中悬浮泥沙、叶绿素和表面物理状态的不同而改变的;两通道亮度温度也并非简单的线性关系;再加上热辐射存在“皮肤”效应,需要海面风场、贴海面温度及水汽含量等参数。

地而比海洋复杂得多,学者们提出了不同的分裂窗算法,其一般公式为

$$T_s = T_4 + A(T_4 - T_5) + B \quad (4.12)$$

式中: A 、 B 为系数,取决于大气和地面因素的综合影响,不同的分裂窗法对系数 A 、 B 的计算各不相同。如 Uliveri 等(1992)提出:

$$T_s = T_4 + 1.8(T_4 - T_5) + 48(1 - \epsilon) - 75\Delta\epsilon \quad (4.13)$$

式中: ϵ_4 、 ϵ_5 分别为 NOAA/AVHRR 第 4、5 波段的比辐射率; $\epsilon = \epsilon_4 + \epsilon_5$; $\Delta\epsilon = \epsilon_4 - \epsilon_5$ 。

Kerr 等(1992)对分裂窗算法进行了改进,得到一个半经验算法,即

$$T = CT_v + (1 - C)T_{bs} \\ T_v = -2.4 + 3.6T_4 - 2.6T_5; T_{bs} = 3.1 + 3.1T_4 - 2.1T_5 \quad (4.14)$$

$$C = \frac{\text{NDVI} - \text{NDVI}_{bs}}{\text{NDVI}_v - \text{NDVI}_{bs}}$$

式中: T_v 、 T_{bs} 分别为植被全覆盖和裸地时的表面温度; NDVI_v 为植被全覆盖的最大 NDVI 值; NDVI_{bs} 为裸地的最小 NDVI 值。

Kerr 的反演算法中,用 NDVI 替代地表发射率,是一种较简便地削弱地表影响的方法。Vazquez 等(1997)曾利用 NOAA/AVHRR CH 4、5 所得的亮度温度与地而实测数据进行几种不同分裂窗算法有效性的比较研究^[20]。

- 单通道多角度法:此法建立在同一物体由于从不同角度观测时所经过的大气路径不同而产生的大气吸收不同的基础上,大气的作用可以通过单通道在不同角度观察下所获得的亮温的线性组合来消除。研究表明,利用 ERS-1 上的 ATSR 辐射计(Along-Track Scanning Radiometer)所获得的数据(θ 为 0° 、 55°),通过双角度法来反演海洋表面温度精度可达 0.3°C 或者更好^[10]。

• 多通道多角度法：此法是多通道法和多角度法的结合。它的基本点在于，无论是多通道还是多角度分窗法，地表真实温度是一致的。利用不同通道、不同角度对大气效应的不同反应，来消除大气的影 响，反演地表温度。例如，同时利用 ATSR 遥感器的 $11\mu\text{m}$ 、 $12\mu\text{m}$ 通道的垂直观测 $\theta=0^\circ$ 和前向观测 $\theta=55^\circ$ 数据，可得多通道多角度的分窗方程^[21]：

$$\begin{aligned} T_s &= A_{0,\theta} + A_{1,\theta} T_\theta^{11} + A_{2,\theta} T_\theta^{12} \\ T_s &= A_{0,\theta} + A_{1,\theta} T_\theta^{12} + A_{2,\theta} T_\theta^{11} \end{aligned} \quad (4.15)$$

式中： T_θ^{11} 、 T_θ^{12} 分别表示 $11\mu\text{m}$ 、 $12\mu\text{m}$ 通道的亮度温度； $A_{0,\theta}$ 、 $A_{1,\theta}$ 、 $A_{2,\theta}$ 是当地的分窗系数，取决于地表发射率和大 气状态。解方程组（式 4.15）得出表面温度 T_s ，这里假设两通道的发射率变化都为 0。

由于陆地表面温度（LST）变化大，难于满足均匀、同温的要求，温度的反演相当复杂。其原因在于：① 陆地表面比辐射率具不确定性，它依赖于地表组分，并与物理状态（如含水量、粗糙度）和观测角等因素有关，在时空上变化大，如 $10\sim 12\mu\text{m}$ 波长范围内地表比辐射率可在 $0.90\sim 0.99$ 之间变化^[11]；且陆面一般不均质，像元尺度内比辐射率整体差异大，难以预先确定，加之温度与比辐射率的分离更为复杂；② 大气效应中必须考虑到大气下行辐射效应（环境辐照度）以及陆面上方气溶胶的局地变化；③ 地表热辐射的方向性，需要从亚像元结构和组分温度/波谱尺度加以解释（李小文，1996）。

为了解决陆地表面温度反演问题，国内外学者提出多种不同的多通道、多角度方法和温度反演策略。有的考虑增加波段，引入 $3.5\sim 4.5\mu\text{m}$ 的中红外，并考虑应用昼/夜多时相数据等。如：Becker 等（1990）在地表温度反演中加入了 NOAA/AVHRR 的第 3 通道（ $3.55\sim 3.93\mu\text{m}$ ）的中红外信息，并应用昼/夜数据提出一个与温度无关的独立因子^[21]；又如：万正明、李召良（1997）利用 MODIS 7 个热红外通道（其中 $8\sim 14\mu\text{m}$ 窗口内的 4 个远红外通道， $3.5\sim 4.5\mu\text{m}$ 窗口内的 3 个中红外通道）的昼/夜数据，建立方程组，同时反演地表温度、通道平均比辐射率和大 气参数^[13]。有的从热辐射方向性入手，运用地物辐射的多角度信息，进行非同温像元热辐射特性和比辐射率方向性研究，来反演地表温度^[14,22,23]；还有的运用先验知识和相应的反演技巧或策略，以提高地表温度遥感反演精度^[23]。如柳钦火等用双通道法对大气进行非线性纠正，并用“双温度相邻像元”的技巧进行比辐射率 and 地表温度的同步反演^[16]。

由于用于遥感的红外测温仪的输出值是通过黑体源定标的，这意味着它代表黑体源全波段的发射能量，则仪器所测的 M_B 及 E_e 均是全波段黑体等效辐射出射度。因此，地表真实温度可以表示为^[1]

$$T_s = \sqrt[4]{\frac{M_B - (1 - \epsilon_B)\bar{E}_e}{\epsilon_B}} \quad T_s \approx \sqrt[4]{\frac{T_B^4 - (1 - \epsilon_B)\epsilon_e T_e^4}{\epsilon_B}} \quad (4.16)$$

式中： T_s 为目标物的表面温度； M_B 为遥感器接收到的目标物表观辐射出射度（包含部分反射的环境辐射）； \bar{E}_e 为平均环境辐照度； T_B 、 T_e 分别为红外测温仪所测得的目标物及环境（主要指野外测定时的天空）温度； ϵ_B 、 ϵ_e 分别为目标物及环境的比辐射率。

这里,首先得利用热传感器(如红外测温仪、红外辐射扫描仪)获得地表辐射亮度(包含环境辐照度)。此遥感数据经辐射纠正、几何纠正、大气纠正后,可获得地面发射的热红外辐射信息,它等效于地面的辐射温度。但是,由地面等效辐射温度转换为地面真实温度则必须有地面比辐射率及其非朗伯面的角分布特征信息^[1]。

前面已论述过,地表比辐射率不但与地表的物质组成有关,而且与地表的状况等多种因素有关,如地表含水量变化、地表植被覆盖度变化、地表粗糙度以及观测波长和角度等,对地表比辐射率的精确测量直接影响到对地表温度反演精度。据粗略计算,在通常的环境辐照度下(天空平均温度为 -20°C),当比辐射率相差0.01时,辐射温度与真实温度可相差近 1°C 。通常,作物冠层等效比辐射率为0.965~0.970,土壤表面等效比辐射率为0.90。因此,如果忽略比辐射率的影响,其作物冠层温度误差可达3~ 5°C ,土壤表面的误差可达 10°C 以上^[24]。若再考虑到比辐射率的方向性则误差更大。因此测量具一定精度保证的各典型地物的比辐射率是相当重要的,也是有很大难度的。

至于环境辐照度主要是指大气、云的辐射。它基本上是由大气下行辐射所造成,它的总贡献应是各种下行辐射在 2π 半球范围内的积分。大气下行辐射也是各向异性。加之,测环境辐照度的方向与遥感器的探测方向相反,不能通过遥感平台直接测定,这使对它的测量也是非常困难的^[18]。现阶段往往简化为利用红外测温仪在稳定的天气条件下,由地面向上测量天空辐射出射度,用外延法得天空温度,来表征环境辐照度。

在上述这些过程中,往往要进行热红外遥感与地面同步的测量或地面同步定标,建立起两者数据间的线性回归方程,以确定它们的定量关系。所得的地面真实温度还需进行区域校正等,即运用到非遥感获得的微气象、植物生理生态、土壤物理等参数,方能得到具有实际应用价值的地表温度。

以上是针对均匀、同温的物体表面,其温度及发射率满足 Planck 定律,即黑体表面辐射能量 $M(\lambda)$ 与波长 (λ) 及表面温度 (T) 的关系,可表示为

$$M(\lambda) = \bar{\epsilon}_{\lambda} \cdot B_{\lambda}(\bar{T}) \quad (4.17)$$

但是,陆地表面多为非同温的混合像元,对于精确的地表温度反演而言,像元尺度的平均温度已意义不大,需要反演像元内的组分温度才更有实用价值。同时,过去反演中所用的以像元尺度为基础的“复合比辐射率”或“有效发射率”的概念也显得不够明确。因而,在热红外遥感反演陆地表面温度(LST)的研究中,首先需要解决许多理论问题^[23~25]。

(1) 像元尺度的比辐射率、温度等物理概念的重新定义。

李小文等人(1999)指出了地表非同温像元发射率应同时考虑混合像元不同组分材料发射率(ϵ_1, ϵ_2)、多次散射($\Delta\epsilon_m$)以及组分之间的温差 $[\Delta\epsilon(\Delta T)]$,可表示为^[23]

$$\epsilon_0 = \epsilon_{\text{BRDF}} + \Delta\epsilon(\Delta T) = a_1\epsilon_1 + a_2\epsilon_2 + \Delta\epsilon_m + \Delta\epsilon(\Delta T) \quad (4.18)$$

式中: a_1, a_2 分别为在视场中(像元内)不同组分材料的面积比例; ϵ_1, ϵ_2 分别为在视场中(像元内)不同组分材料的有效发射率。

公式(4.18)前两项可表达为不同材料发射率的面积加权平均,它取决于表面材料和结构特征;而后两者则可分别表达为由多次散射或温差引起的两项“视在发射率增量”。这个概念模型既保持了 Planck 函数的普适性和材料发射率的独立性,又用温差引起的“视在发射率增量”来处理由于表面非同温面引起热辐射的波谱和方向性变异。它不要求异于传统测量方法的新方法,而只给予测量结果以新解释^[23]。

徐希孺、陈良富等(1999)在材料比辐射率不随温度发生变化和局地热平衡两个前提下,从非同温像元热辐射机理的分析出发,对非同温组分像元提出了组分有效发射率 $\epsilon_{ei}(\theta)$ 的概念,定义为有效组分发射率只与组分的材料光学特性及组分间的几何结构有关,而与各组分温度 T_i 无关。组分温度只改变各组分辐射亮度值 $\epsilon_{ei}(\theta) \cdot B_b(T_i)$ 在总辐射亮度值 $L(\theta)$ 中的比例。像元的总有效发射率 $\epsilon_e(\theta)$ 为各组分有效发射率 $\epsilon_{ei}(\theta)$ 的和,它与“方向-半球”反射率 $\rho(\theta - \Omega)$ 的和恒等于 1。因而得出非同温混合像元热辐射模型为^[15]

$$\begin{aligned}\epsilon_e(\theta) &= \sum_{i=1}^n \epsilon_{ei}(\theta) \\ L(\theta) &= \sum_{i=1}^n \epsilon_{ei}(\theta) \cdot B_b(T_i)\end{aligned}\quad (4.19)$$

式中: $L(\theta)$ 为不同视角目标的辐射亮度值; n 为像元的组分数; $B_b(T_i)$ 为温度 T_i 时的黑体光谱辐射。

(2) 大气的吸收和热发射等影响的纠正。这将在以下专门讨论。

(3) 温度与比辐射率的分离(TES),即通过多通道、双温度(昼/夜数据)、相邻像元等方法,利用遥感图像同时反演像元的温度和比辐射率^[15,16]。可见,建立地物比辐射率的先验知识库便显得尤为重要。

(4) 建立非同温混合像元辐射方向性模型与经验表达式等。

李小文等(1999)提出 LSF 概念模型,首次从理论上考虑了像元内组分温度的分布和热辐射方向性的关系,为不均匀、不同温地表热辐射的方向性建模奠定了基础,可表示为^[26]

$$L_\lambda(u, T_0) = \epsilon_{BRDF} B_\lambda(T_0) + \sum_i f_i(u) \epsilon_i \cdot \Delta T_i \cdot K_\lambda(T_0) \cdot B_\lambda(T_0) \quad (4.20)$$

式中: $L_\lambda(u, T_0)$ 是假设 u 方向的光谱辐射; $B_\lambda(T_0)$ 是 T_0 温度的黑体光谱辐射; $K_\lambda(T_0)$ 为波长 λ 和 T_0 的函数; $f_i(u)$ 是像元中第 i 个组分所占的比例; ϵ_{BRDF} 为组分方向发射率,考虑了多次散射仅由地表组分发射率和几何结构决定; ϵ_i 为组分发射率; ΔT_i 是对应的组分温度与参考温度 T_0 的差别。

公式(4.20)由两项辐射组成,第一项可以认为来源于地表的不均匀性,第二项则考虑了不同组分温度的分布,是对不均匀、不同温地表方向性光谱热辐射的定量描述。

(5) 陆面温度反演的不确定性问题,这将在“定量遥感反演”中专门讨论。

4.2.5 大气效应

1. 大气效应

在被动热红外遥感中,大气层对热传感器系统所记录的辐射能量的光谱组成和强度均有明显影响。在热红外区间内,存在着 $3 \sim 5\mu\text{m}$ 及 $8 \sim 14\mu\text{m}$ 两个大气窗口。在任一给定的大气窗口内,大气并非完全透明,介于热传感器与地面之间的大气层能增加或减少来自地面辐射的表现水平。

大气层对地面热信号的影响将依赖于感应时间和地点的大气层吸收、散射、发射的

程度。一方面大气层的气体 and 悬浮微粒可吸收地面物体的发射辐射，导致到达热遥感器的能量减少；悬浮粒子的存在引起散射，使地面信号减弱，当然热红外大气散射作用较紫外、可见光谱区小得多。另一方面，大气层中的气体、悬浮微粒自身能发散辐射能，叠加于地面热辐射信号之上。因此，大气的吸收和散射往往使地面物体的热信号减弱，表现出比物体应有的温度凉些；而大气的发射往往使地面物体的热信号增强，表现出比物体应有的温度暖些。

这正反两方面大气影响的综合效果与成像时的大气条件（大气成分和热结构等）以及感应辐射的大气路径长度或距离直接有关。如当获取信息的高度低于 300m 时，热遥感器的温度测量可能有 2℃ 或更多的偏差。当然，气象条件对大气热效应的大小和形式有很大的影响。雾和云对热辐射基本上是不透明的。即使是晴朗天气，气溶胶也能造成热响应信号的较大改变。灰尘、碳微粒、烟和水滴能完全改变热辐射测量。这些大气的组成，随着位置、高度、时间及地方天气条件的变化而变化。

大气透过率与大气吸收及再发射有着因果关系。图 4.7 显示了它们的对应关系，并与相同温度的黑体发射通量密度作了比较^[1]。

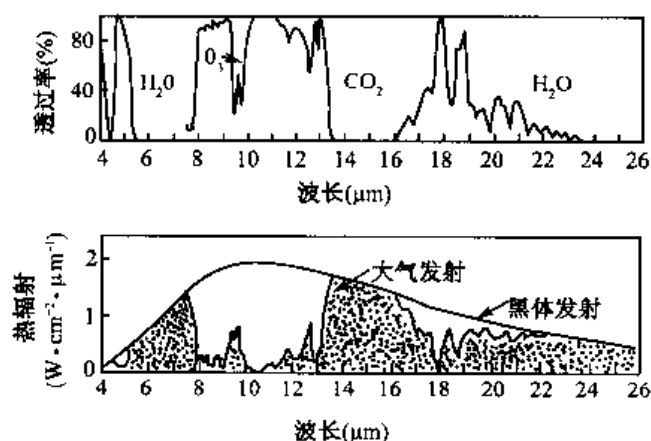


图 4.7 红外大气透过率及大气发射

地面与大气都是热红外辐射的辐射源，大气不仅是削弱辐射的介质（主指大气吸收作用），而且它本身也发射辐射，有时甚至发射辐射超过吸收部分（大气的热红外散射极小，可以忽略不计）。从整层大气的热红外波段吸收谱来看，水汽红外吸收带很强，占较宽的波段，大气在 14μm 以上可看成近于黑体，地表 14μm 以上的远红外辐射不能透过大气。大气在 8~14μm 段吸收率小，透明度大，为热红外波段的主要大气窗口，但在此窗口的 9.6μm 处，有一个窄的 O₃ 吸收带。

2. 大气纠正

在第 1 章中，我们对大气效应与大气纠正问题已进行了讨论。但由于热红外波段大气效应的特殊性，有必要在这里再作专门论述。

在辐射温度的遥感测量中，大气效应一般是不能忽视的。它使传感器所记录的热红外信号失真，造成遥感信息偏离地面实况。因此，利用遥感探测器测量的辐射值，来反

演地面真实辐射值时,必须进行大气纠正。在热红外波段,最重要的大气变化是大气温度和水汽的变化。且大气吸收和热辐射主要发生在低对流层。辐射模拟计算表明,9km以上大气温度和水汽的变化几乎可忽略不计^[27]。

对于可见光-近红外波段,大气纠正中气溶胶是最主要的因素。但对于晴空条件下的热红外波段,往往只有少量的气溶胶散射和气体吸收,大气透过率约为0.95~0.98。辐射模拟也表明,晴空条件下的热红外波段气溶胶对传递函数的影响很小。因此,大气气溶胶状态一般可以用平均气溶胶分布模型来描述^[27]。

热红外波段的大气纠正,主要应考虑的是大气吸收所引起的地表热辐射的衰减、大气自身的热辐射(包括地表对大气下行辐射的反射),正如公式(4.8、4.9)所示。这里需要考虑大气传递函数、路径辐射率,需要测量大气温度、大气湿度的垂直分布廓线、大气成分、气溶胶含量、云分布、大气下行辐射及太阳参数等。其最大的难点在于获取与遥感数据同步的一系列大气参数。NOAA的大气垂直探测器(TOVS)、MODIS的垂直探测通道可用以反演大气温度和水汽廓线的形状。当给定了大气温度和水汽廓线的形状,则任一层次的大气温度和水汽资料可以通过插值计算获得;也可以用9km以下大气温度廓线的形状(平移)和水汽廓线的形状与比例因子,这两个变量来描述晴空条件下大气的变化。

另外,在运用Lowtran-7、Modtran等大气纠正模型以及大气订正环算法、热红外多波段劈窗法等进行热红外大气纠正时,可以标准大气剖面作为基础,根据研究区域的情况进行适当的参数调整(即模拟量),也可以通过与遥感平台上遥感器的同步观测试验,来获得各种同步的大气探测资料和地面辐射值。至于气溶胶的测量,由于它的成分、颗粒大小、含量、分布均随时间、地点、高度等波动很大,人们常以气溶胶在可见光波段所体现的能见度,作为热红外遥感中气溶胶影响程度的指标。

§ 4.3 热红外遥感与辐射定标

4.3.1 热红外遥感器

1. 热探测器

红外探测器将辐射能转化成与红外辐射强度成正比的电信号。探测器由一些对特定波长有能量响应的物质组成。随着热红外探测器的类型不同,在不同波谱段(紫外、可见光、近红外)灵敏度各不同。如InSb在中红外与微米附近有个敏感峰;Ge:Hg在远红外10 μ m附近有个敏感峰;MCT在8~14 μ m范围内敏感。

为了保持最大敏感度,热探测器必须冷却到很低温度(-196℃或-243℃),一般用固态的氮和氦作为致冷剂。

探测器的灵敏度,即系统的辐射分辨率,在系统的操作和设计中是可变的,低灵敏度意味着仅记录地物辐射亮度的较大差异,许多地物的细节被丢失;高灵敏度意味着地物辐射亮度的较小差异均被记录。信噪比表达了这一概念。

图4.8为信号与噪声的图示。信号指由景物亮度的实际变化造成的图像亮度差异;而噪声所表示的变化与景物的亮度无关,它表现为随意性,可以由景观、大气或仪器本

身引起的。若噪声大于信号、图像不提供有意义的信息。显然高噪声将阻碍目标特征成像；而若噪声低，即使目标与其背景间只有很小的对比度，也能成像。

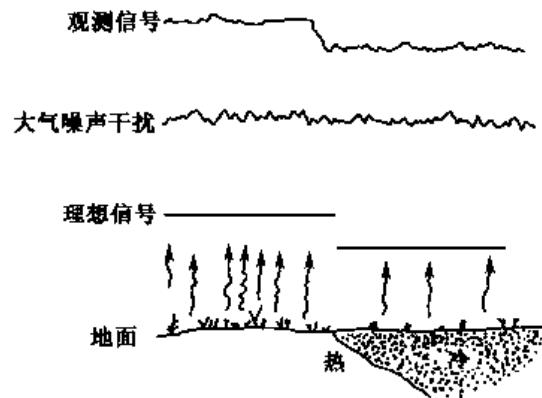


图 4.8 信号与噪声^[28]

2. 热辐射计

热辐射计是一种定量测定辐射温度的非成像装置。它用红外光敏探测器和滤色镜来测量特定波长的辐射，通常采用 $8\sim 14\mu\text{m}$ 波段。它的特点是从地面接收的辐射能被压缩到一个内部标定源（参考源）上，通过一个断电器控制使来自目标的辐射（未知量）与辐射参考源的数据流（已知量）交替投射到探测器上，通过测量两者的辐射差异来估算目标的辐射。

辐射计可以被设计为不同波段的，如红外辐射计、紫外辐射计、微波辐射计等。

3. 热扫描仪

热红外扫描仪是在热红外遥感中应用最多的成像仪器。它沿飞行线路获得景物辐射特征差异的数字或模拟图像。但过去的热扫描仪不同于辐射计，由于内部一般不具备用于定量辐射测量的参考源，因而产生的图像多定性地表达辐射的相对差异。目前的热扫描仪有受控辐射温度基准源或设计内定标，而使部分图像具有相对定量值。

热红外扫描仪与前述的可见光-近红外扫描系统组成十分相似，仅探测器为热敏探测元件，多采用碲-镉-汞（Te-Cd-Hg）型热探测器，将光能转换为电信号。

4.3.2 热扫描的辐射定标

热图像显示的是目标对象的辐射信息。热传感器所获得的地物辐射信息（辐射亮度）除了受到大气效应的干扰外，还存在着一系列系统误差，如记录噪声、参考温度的变化和探测器误差等。为了从扫描数据中获得精确的辐射信息，扫描仪必须被辐射定标，即在热传感器输出值（DN 值）与入射的辐射亮度值之间建立定量关系。有多种扫描仪定标方法，每种均有它自身的精度和效率。在任何给定的情况下，使用何种辐射定标形式，不仅与现有数据获取与处理设备的功能有关，而且与应用需求有关。在这里，我们仅讨论三种最常用的定标方法。

1. 内部温度参考源 (内定标法)

新一代的热扫描仪, 均附有内部温度参考源, 多采用在旋转扫描镜角视场的两侧放置两个黑体辐射源的形式, 这两个黑体源的温度被精确控制, 并设置为地面监测目标的“最冷”与“最热” [图 4.9 (a)], 对于每一条扫描线, 扫描器先记录冷参考源的辐射温度, 然后扫描地面, 最后再记录热参考源的辐射温度, 所有的信号记录在磁带上, 两个温度源也随图像数据被记录下来, 以便推算整幅热图像的辐射温度以及当与其他热扫描仪输出值对比时, 有一个绝对辐射值作为参考 [图 4.9 (b)]。

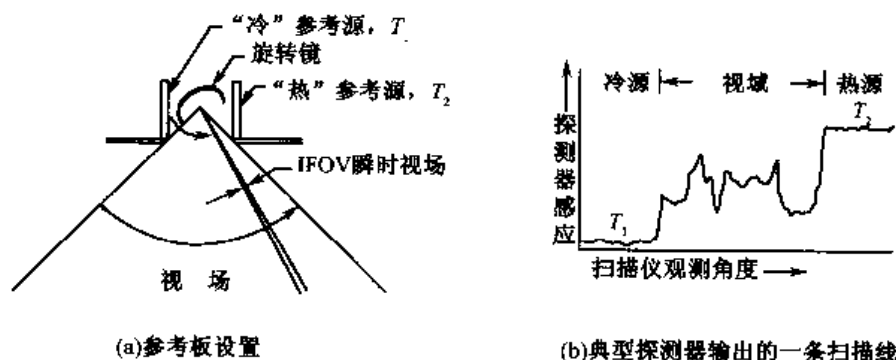


图 4.9 热扫描仪的内定标^[2]

经温度定标的热图像显示是定量的温度, 其等值线便是等温线, 也可以根据需要对某一温度范围作进一步的细化处理, 以显示更细致的温度变化细节, 提高图像的温度分辨率。

内定标法不能计算大气效应, 往往测温误差较大。在晴朗干燥的天气条件下, 飞行高度 600m, 所测温度与实际温度相差小于 0.3°C , 但大多数飞行条件下, 大气效应能使扫描仪所测温度与实际温度相差 2°C ^[2]。对于那些仅需地物间相对温度变化的应用, 可以采用内定标法; 但内定标法对于精确的定量研究并不适合。

2. 空-地相关

对于热扫描仪定标, 可运用经验或理论的大气模式来计算大气效应。在理论大气模型数学关系中利用观测到的各种环境参数 (如温度、压力、二氧化碳浓度等), 来预测大气对遥感信号的影响。在这里, 对影响大气效应因子的测量和建模是很复杂的, 往往建立实际地表测量值与相应扫描数据之间的经验关系, 来消除大气的影。即空-地相关定标法。

3. 空-空相关

建立不同传感器热辐射值之间的转换关系。表 4.3 列出当前常见的星载热红外遥感器的特点。从表中可见不同的遥感器, 其通道的光谱信息和空间响应信息均不相同。因此, 在多种热红外数据的综合应用分析中, 必须通过辐射定标, 才能得到相对统一的辐射量值。

表 4.3 星载热红外遥感器特性

遥感器	TM6	AVHRR4, 5	FY-2 IR	GMS-5 IRA, IRB
通道光谱宽度	10.4~12.5 μm	10.3~11.3 μm 11.5~12.5 μm	10.5~12.5 μm	10.5~11.5 μm 11.5~12.5 μm
空间分辨率	120m	1km	5km	5km
轨道回归周期	16 天	6 天 (星下点观测区)	30 分钟	30 分钟
卫星特性	极轨资源卫星	极轨气象卫星	静止气象卫星	静止气象卫星
量化等级	8 bits	10 bits	8 bits	8 bits

以 Landsat/TM 第 6 波段与 NOAA/AVHRR 第 4 波段的辐射定标为例加以说明^[29]。

选取同一地区同年同月, 天气形势和大气状况相近的两景图像。对于大视场角的 AVHRR 图像而言, 为了避免图像变形过大, 需要选用星下点附近的成像。这就往往会出现 TM 图像与 AVHRR 图像时间上的不匹配。比如黄河三角洲一带, 选取 1996 年 9 月 20 日的 TM 图像, 则与之相对应的只能是 1996 年 9 月 26 日下午的 AVHRR 图像。两者成像日期差 6 天, 成像时段差 5 小时。这种成像时间的不一致必须进行时间的订正。一般认为洋面温度的日变化不明显, 可以忽略不计, 而陆面温度的日变化应遵循正弦变化规律。则 AVHRR 第 4 波段 (CH4) 陆面亮度温度日变化的正弦订正关系为

$$T = T_0 + (T_{\max} - T_0) \cdot \sin(t) \quad (4.21)$$

式中: T_0 为当日平均温度, 即 $T_0 = (T_{\max} - T_{\min}) / 2$; t 为当地时间相位差; 日最高温度一般认为出现在 14 点, 日最低温度一般认为出现在子夜 2 点。

根据 AVHRR 第 4 波段数据, 经定标换算得辐射值, 再用普朗克函数转换得到地表亮度温度。此亮度温度经正弦变化订正得到与 TM 观测时间相近的 AVHRR 资料的亮度温度, 再一次经普朗克函数反算得到经时间校正后的 AVHRR 辐射值。最后, 计算 AVHRR/CH4 与 TM6 辐射值间的模拟关系。如从大气廓线库中选取晴空条件下的 200 条标准大气廓线资料, 利用大气辐射传输模式 Lowtran 7, 进行辐射传输的模拟计算, 得到天底观测时, TM6 与 AVHRR/CH4 辐射率之间的模拟关系为

$$R_{\text{TM}} = 0.99255 \times R_{\text{AVHRR}} - 4.10172 \quad (4.22)$$

再进行匹配数据统计计算, 以建立 TM6 与 AVHRR/CH4 数据间的关系。结合上式, 便可以得到两者中任一数据相对于另一数据的相对定标结果。

MODIS 的红外通道具自定标性, 即通过对冷的太空目标以及星上黑体标靶的测量, 把来自对地扫描的红外观测结果量化, 产生了系统响应函数定义的每个通道的辐射值。这些定标后的辐射值可以转换为卫星高度的亮度温度 (即能得到相同通道辐射值的黑体温度)。利用卫星高度的定标辐射值 (或大气亮温), 经大气纠正后, 可提取地表温度 (海面或陆面温度)^[27]。

§ 4.4 热扫描图像的特点与解译

4.4.1 热红外扫描图像的特点

热红外图像记录了地物的热辐射特性——一种人眼看不见的性质。它依赖于地物的

昼夜辐射能量而成像，因而它不受日照条件的限制，可以在白天、夜间成像。

热图像可以简单地被认为是地物辐射温度分布的记录图像，它用黑—白色调的变化来描述地面景物的热反差，图像色调深浅与温度分布是对应的。色调与色差是温度与温差的显示与反映。由于不同物体间温度或辐射特征的差异，可以根据图像上的色差所反映的温差来识别物体。一般说来，热图像（正片）上的浅色调代表强辐射体，表明其表面温度高或辐射率高；深色调代表弱辐射体，表明其表面温度低。

由于热扩散作用的影响，热红外图像中反映目标的信息往往偏大，且边界不十分清晰。热红外图像中水的信息与其他陆地景物有明显不同，因此热图像对环境水分含量等信息反映敏感。

热红外扫描图像具有所有扫描图像所固有的几何畸变，这种几何畸变主要来自扫描成像系统本身和平台飞行姿态变化的影响。如扫描镜旋转速度变化，使像点间隔不恒定；弧形扫描与平面记录，使边缘像点压缩或伸长；飞行姿态的滚动、倾斜，使图像弯曲变形或比例尺变化等。

热红外扫描图像具有不规则性，这种不规则性可以由多种因素引起的。比如：天气条件的干扰，云将降低热反差，雨将产生平行纹理，风将产生污迹或条纹图示，冷气流将引起不同形状的冷异常等；电子噪声的影响，无线电干扰将产生电子噪声带和波状云纹的干扰图式；后处理的影响，包括曝光，显影将产生显影剂条纹，胶片质量、受潮等将引起不规则污迹。这一切均可以使图像出现一些“热”假象。在图像解译中，必须注意识别图像上的各种假异常、排除它的干扰。

4.4.2 热红外图像成像时段的选择

热图像的获取时段是很重要的，有许多因素影响到热数据获取时段的选择。对于不同的应用研究目的，最佳成像时段也是有变化的，这里首先必须考虑的是周日温度变化效应。

图 4.10 说明了周日温度变化效应的重要性。图中显示一天 24 小时内不同土地覆盖类型（沙地、草地、林地、湖泊）的相对辐射温度变化曲线。从曲线看，黎明前各条温度曲线坡度较小，近于均衡状态温度相对恒定；黎明后，这种均衡状态被打破，沙、草、林、水均变暖，往往在午后达到峰值，景物间的最大温差也往往出现于此时，以后景物又转为变凉。各条曲线均在黎明（日出）后和黄昏（日落）前温度变化最快，尤其是沙地（土壤/岩石的代表类别）曲线。而温度峰值及温度变化速率均能提供一些关于物质类型和条件的有用信息。比如，水的温度曲线表明一方面它的温度变化范围相比土壤/岩石曲线十分小，另一方面它到达最大温度的时间较沙、草、林等物质要滞后 1~2 小时，因而白天水温比周围

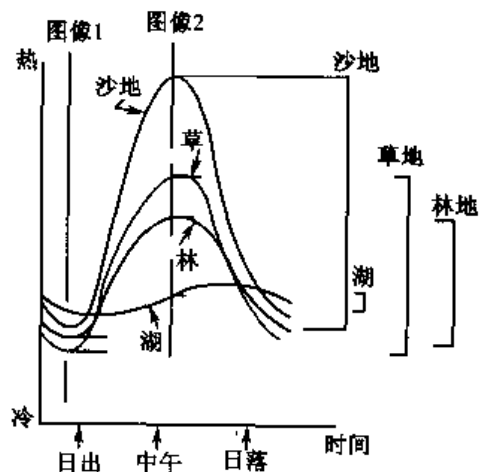


图 4.10 热红外遥感成像时段选择^[2]

地面温度低，而晚上，水温较周围地面温度高。仅在黎明后和日落附近，位于各曲线交叉点时，水和其他物质间辐射温度无差异。一般说来，黎明前（约在午夜2~3时）多反映一天中的最低温度（图像1）；而午间2点左右，多反映一天中的最高温度（图像2），因而多采用这两个时段热红外成像的温度数据，构成日温差最大值，可以估算物体的热惯量，进行热制图。

白天阳光直接加热物体，物体温度的差异主要取决于物体的热特征和它对阳光（主要是可见光、近红外谱段部分）的吸收，或者说物体对太阳热不同的响应。热红外遥感主要选用3~5 μm 和8~14 μm 两个谱段。在3~5 μm 谱区，遥感器可以同时记录反射及发射的热辐射；在8~14 μm 谱区的热图像虽然没有直接的日光反射效应，但白天的图像上均可以记录由于“阴影”造成的热模式，即由于太阳直射光的方向性，不同方向的物体如树、建筑物、地形等接受不同的热量而形成热“阴影”，尤其在图像中温度较凉的区域内，这种热阴影更加明显。虽然这种热阴影在图像解译中有时是有用的，它有助于目标识别和地形感的加强，但是它更可能使热图像分析复杂化。

为了避免白天图像所引起的一系列问题，许多地质学家更偏爱用黎明前的热图像。它可以提供长时间适宜而稳定的温度，且“阴影”和坡向效应最小，便于地层、构造的识别。但是，黎明前虽物体温度较稳定，但不同物体间的热反差较低，又有解译不利的一面，何况夜间作业，飞机导航，寻找地面参照物等也是问题，因而热红外成像时段的选择，还得根据研究目的、区域特点、周日温度效应及其他因素等全面考虑而定。

应该说明的是，反射过程仅涉及到地表最上层，而热变化过程可延伸到地表以下一定深度，如基岩平均温度的日变化可延伸到地表以下10m左右，一般在一个太阳日内近地表的冷热交替在50~100cm之间；地表日平均温度通常近于空气平均温度；观



图 4.11 典型大城市（美国亚特兰大市中心）昼（左）夜（右）航空热图像^[30]

测昼夜热循环引起的温度变化时, 应注意温度季节差异和局地气候条件对日变化的影响^[30]。

图 4.11 为典型大城市 (美国亚特兰大市中心) 昼夜热变化的航空热图像^[30]。白天图像 (左) 中, 热建筑物 (亮白色)、道路 (浅灰色) 和阴影 (黑色) 构成似航空摄影照片的景观效果。夜间图像 (右) 中, 有几块水体为亮白色; 建筑群中尽管有些较亮处 (代表着局地“热岛”效应), 但因无阴影, 无立体感, 温度差异显著减弱; 沥青街道也更为明显 (主要因为白天吸热多, 夜间虽散热仍保存较多的余热)。

4.4.3 物体的热学性质

地表任一物体的温度变化极限 (峰值) 和变化速率均是由物质本身的热学性质决定的, 并可以通过它的热传导率、热容量、热惯量等来测定。为了更好地理解这些问题, 有必要先介绍有关遥感热学研究中涉及到的几个物理概念和基本参数。

1. 概念

1) 热传导率 (Thermal conductivity)

热传导率又称导热系数, 是对热量通过物体的速率的量度。其值是相对两平面间温差保存 1 度时, 通过体积为 1 立方厘米物质以卡表示的热量, 常用 K 表示, 单位为卡/厘米·秒·度 ($\text{cal} \cdot \text{cm}^{-1} \cdot \text{s}^{-1} \cdot ^\circ\text{C}^{-1}$) 或焦耳/米·秒·开 ($\text{J} \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{K}^{-1}$)。如常温下, 水的热导率为 0.0013 卡/厘米·秒·度。

金属具有高的热导率, 而绝缘材料则具有低的热导率。岩石通常是热的不良导体。热通过金属比通过岩石快得多。对于任何岩石类型而言, 其热导率可在所给数值的 $\pm 20\%$ 之间变动。对于土壤或多孔岩石, 其热导率还与充填物有关, 孔隙中的空气和水分将大大改变其热导率。

2) 热扩散率 (Thermal diffusivity)

热扩散率是物体内部温度变化速率的量度, 常用 k 表示, 单位为米²/秒 ($\text{m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$)。其值为 $k = K / (c\rho)$, c 为物质的比热, ρ 为物质的密度。在 0℃ 时, 水的热扩散率为 1.34×10^{-7} 米²/秒, 而空气的热扩散率为 1.826×10^{-5} 米²/秒。

3) 热容量 (Thermal capacity) 与 比热 (Specific heat)

热容量与比热均是物质储存热能力的量度。物质所吸收的热量是根据温度变化来计量的。热容量是指在一定条件下, 如定压或定容条件下, 物体温度升高 1℃ (或 1 K) 所需要吸收的热量, 常用 C 表示, 单位为卡/度 ($\text{cal} \cdot ^\circ\text{C}^{-1}$)。

对于一定的物质而言, 热容量与质量成正比。因此, 单位质量的热容量叫做比热, 常用 c 表示, 单位为卡/克·度。

热容量与比热是随温度变化的, 所以必须指定测量温度, 一般常用 15℃。如净水的比热为 1 卡/克·度, 即意味着 1 克 15℃ 的净水温度升高 1℃ 所需 1 卡热量。在有限的温

度范围内,物质的比热可以认为是常数。均匀物质的热容量等于其比热(c)与质量(m)的乘积。地表土壤、岩石、金属、木、水等常用物质中水的热容量最大。

4) 热惯量 (Thermal inertia)

热惯量是一种综合指标。它是物质对温度变化的热反应的一种量度。即量度物质热惰性(阻止物理温度变化)大小的物理量。高热惯量的物质,对温度的变化阻力较大。热惯量常用 P 表示,单位为卡/(厘米²·秒^{1/2}·度)。物质热惯量 P 由下式给出:

$$P = [K\rho c]^{1/2} \quad (4.23)$$

式中: K 为热导率(卡/厘米·秒·度); c 为比热(卡/克·度); ρ 为密度(克/厘米³)。

如 20℃ 时,水的热惯量为 0.037 卡/(厘米²·秒^{1/2}·度),灰岩的热惯量为 0.045 卡/(厘米²·秒^{1/2}·度)。一般说来,物体在一个太阳日内,温度的变化与热惯量成反比。热惯量 P 大,昼夜温差小,表面温度较均一。表 4.4 给出常用物质的热惯量值。

表 4.4 常用物质的热特性^[28]

名 称	K (卡/厘米·秒·度)	ρ (克/厘米 ³)	c (卡/克·度)	P (卡/厘米 ² ·秒 ^{1/2} ·度)
玄武岩	0.0050	2.8	0.20	0.053
湿黏土	0.0030	1.7	0.35	0.042
白云岩	0.012	2.6	0.18	0.075
花岗岩	0.0065	2.6	0.16	0.052
灰岩	0.0048	2.5	0.17	0.045
沙土	0.0014	1.8	0.24	0.024
页岩	0.0030	2.3	0.17	0.034
板岩	0.0050	2.8	0.17	0.049
铝	0.538	2.69	0.215	0.544
铜	0.941	8.93	0.092	0.879
纯铁	0.18	7.86	0.107	0.389
铅	0.083	11.34	0.031	0.171
银	1.00	10.42	0.056	0.764
碳钢	0.150	7.86	0.110	0.360
玻璃	0.0021	2.6	0.16	0.029
木	0.0005	0.5	0.327	0.009
水	0.0013	1.0	1.01	0.037

2. 典型地物的热特性

一般地物白天受太阳辐射影响,温度较高、呈暖色调;夜间物质散热,温度较低,呈冷色调。土壤、岩石尤为明显。

水体具有比热大、热惯量大,对红外几乎全吸收,自身辐射发射率高,以及水体内部

部以热对流方式传递温度等特点,使水体表面温度较为均一,昼夜温度变化慢而小。因而白天水热容量大,升温慢,比周围土壤岩石温度低,呈冷色调(暗色调);夜晚,水的贮热能力强,热量不易很快散失,比周围土壤、岩石温度高,呈暖色调(浅色调)。这一现象主要是水体周围地面物体的温度变化,而水本身温度变化小。正因为如此,任何水体的热标记可作为判断热红外成像时间的可靠指数。即当热红外图像未注明成像时段时,如果水体具有比邻近地物较暖的标记,则为夜间成像;反之,为白天的成像。仅当开放水体周围被冰雪覆盖的地面包围时,情况有所不同,水体昼夜均较周围冰雪更暖。

图 4.12 显示 4 张不同时间水体与陆地的航空热红外扫描图像(冬季)。其中,图 a 为清晨 6 点(空气温度 -9°C) 的图像,图中水体比陆地明显要暖(水上有结冰);图 b 为上午 8 点的图像,图中水体仍比陆地要暖,在陆岸的左上角有一亮条纹,是发电厂排出的热水;图 c 为午后 2 点(空气温度升至 -2°C) 的图像,此时水陆温度差异最小,发电厂热效应明显,且正赶上退潮;图 d 为第二天上午 11 点(空气温度为 -4°C) 的图像,发电厂热效应仍明显,但热水流方向受潮水影响而变化。此图说明不同时间水陆温度的不同变化,且陆地的温度变幅要小些^[30]。

湿地,昼夜均较干燥地面冷,这是因为水分蒸发时的冷却效应。

绿色林地(树)辐射温度较高,夜间图像具暖标记,而白天虽受阳光照射,但因水分蒸腾作用降低叶的温度,升温不甚明显,使植被较周围土壤温度低。不过针叶林有些例外,这是因为其树冠针叶丛束的合成发射率高。

对农作物覆盖区,遥感器感应的是土壤上作物的辐射温度,而不是裸土本身。由于干燥作物隔开了地面,使之保持热量,从而造成农作区夜间也呈暖色,与裸露土壤的冷色调相对照。

人工铺设区如街道、停车场,白天比周围区域加热得温度更高,而夜里因散热较慢,仍保持比周围温度高些。

研究岩石、植被、土壤和水体的热红外特性,以及红外辐射温度的日变化特性等,是热图像判读的基础,也是建立各种热模型(如土壤水分的热惯量模型等),反演地表相关参数的必要条件。

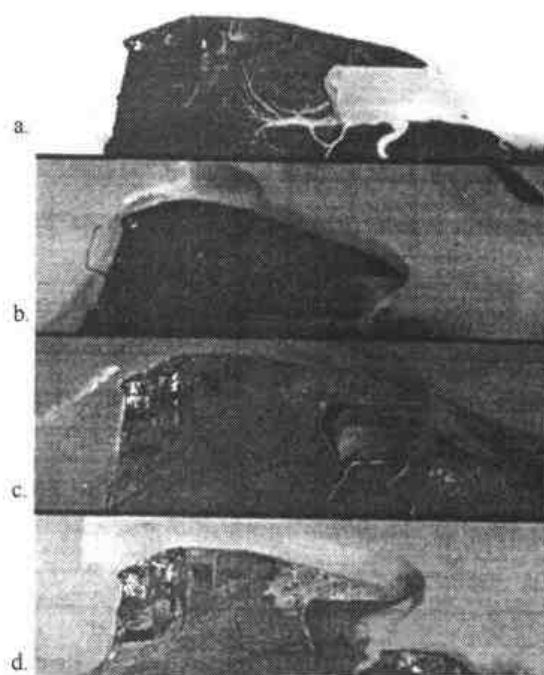


图 4.12 水体与陆地的航空热红外冬季图像^[30]

a. 清晨 6 点; b. 上午 8 点;
c. 午后 14 点; d. 第二天上午 11 点

4.4.4 热图像的解译

在许多热红外扫描图像的应用中,如地质、土壤热制图等,一般仅需要定性地研究

地面景物间辐射温度的相对差异,而不产生真正意义上的定量信息。往往人们习惯于将热红外的黑白图像进行密度分割、彩色编码或其他增强处理,以助于人工解译。这些简单的处理仅是为了图像更好地再现,而并非信息量的差异。

这里需要说明的是,对任何热图像的解译必须首先确定图像是正片还是负片,是白天还是夜间成像。否则有可能对图像做出错误的判断。热图像显示的往往是地表的“热”景观——地貌、植被、水的混合体。不同岩石、土壤和其他表面物质对太阳热有不同的响应,其热特征差异可反映在热图像上。但是,表面物质的热行为也可受到其他因素的影响,如地貌中的阴阳坡的热图像差异,除因不同地表物质引起外,还可能因接收太阳能的差异引起。因此,热景观的综合影响会造成很复杂的图像模式,在解译中需特别注意,并加以分离。由于物体发射率的不同,观测的辐射能量的差异,往往不能直接转换为相应的温度差。比如,金属片顶的库房,可能与周围其他材料的库房表面温度相似,但由于发射率低其辐射能量低,而在热图像上表现为不同色调;而表现为同一色调的两个物体,可能地表温度并不相同。因此在热图像解译中需要了解物体发射率变化的有关信息,以便更好地进行定性、定量分析。另外,在一些热红外遥感应用中,还需要进行严格的定量数据分析以测定绝对温度——物体的真实温度。如,环境保护和监测部门作为执法工具的定量指标,来监测发电厂排出的热废水的表面温度。再如,地表能量交换、植物蒸散作用的研究均需要地表真实温度这一参数,这就必须要了解地面景物的发射率,辐射温度及环境辐照度等。

热图像已被成功地应用于许多领域,如:

- 区域地质、水文地质、地热调查:由于岩石粒度、密度、粗糙度、孔隙度、含水量、颜色等直接影响其发射率和热力学性质,且地质体的热惯量大小,主要控制其表面温度,因此可以根据其表面状态与热学性质来区分岩性、构造,寻找放射性矿、煤、油气、热泉等。

- 土壤水分研究:由于地表温度与地表水分含量相关,热图像对地表水分含量等信息反映敏感,可用于土壤分类、土壤水分反演、作物旱情监测、地表水热过程研究等。(参见第14章的有关内容)。

- 环境污染监测:烟尘,使地面蒙上“薄纱”,影响探测器记录,而形成冷异常;油污染,因油膜辐射率低于水而呈冷异常;热污染,包括工业热流、热管道及建筑物的热泄漏、污水热异常、城市热岛效应监测等。

- 灾害调查:森林火灾监测,热图像可清晰地显示出林区、山脉、河流、公路、迹地以及火点、火线的位置、形状,火情的范围等;地下煤层自燃,即地下煤层受阳光照射后,氧化发热,聚热增温,最后达到自燃。这种自燃现象在我国北部煤田较为普遍。自燃区往往温度高出正常区 $12\sim 250^{\circ}\text{C}$,地表也出现热异常区,煤层上面岩石在高温中烘烤而呈现紫红色系列的烧变岩,一般可以采用热红外图像及彩红外像片结合的遥感方法进行调查。此外,火山活化、地震临震前的热异常等灾害监测。

- 海洋调查:包括,海流、渔情、海冰、滩涂等。

参 考 文 献

[1] 张仁华 著,1996,实验遥感模型及地面基础,科学出版社。

- [2] Lillesand Thomas M. & Kiefer Ralph W., 1994, Remote Sensing and Image Interpretation (3rd Ed), John Wiley & Sons, Inc.
- [3] 吕斯骅 编著, 1981, 遥感物理基础, 商务印书馆.
- [4] 刘兆礼, 2000, 作物产量遥感预测研究, 博士学位论文, 中国科学院遥感应用研究所.
- [5] 李召良, 1999, 地表温度反演算法, 先进对地观测技术与应用学术研讨会材料汇编 (一).
- [6] Van de Griend A. A. & Owe M., 1993, On the relationship between thermal emissivity and the normalized difference vegetation index for natural surfaces, *Int. J. Remote Sens.*, 14(6): 1119 - 1131.
- [7] Valor E. & Caselles V., 1996, Mapping land surface emissivity from NDVI: Application to European, African, and South American Areas, *Remote Sens. Environ.*, 57: 167 - 184.
- [8] Snyder W. C., et al., 1998, Classification-based emissivity for land surface temperature measurement from space, *Int. J. Remote Sens.*, 19(14): 2753 - 2774.
- [9] Gillespie A. R. et al., 1998, A Temperature and emissivity separation algorithm for Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer (ASTER) images, *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, 36(4): 1113 - 1126.
- [10] Warson K. et al., 1990, Thermal infrared exploration in the Carlin trend, *Geophysics*, 55(1): 70 - 79.
- [11] Li Zhaoliang, Becker F., 1993, Feasibility of Land Surface Temperature and Emissivity Determination from AVHRR Data, *Remote Sens. Environ.*, 43: 67 - 85.
- [12] Goita K. & Royer A., 1997, Surface temperature and emissivity over land surface from combined TIR and SWIR AVHRR data, *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, 35(3): 718 - 733.
- [13] Wan Z. & Li Z-L., 1997, A physics - based algorithm for retrieving land-surface emissivity and temperature from EOS/MODIS data, *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, 35(4): 986 - 996.
- [14] 陈良富, 1999, 非同温混合像元热辐射方向性模型, 博士学位论文, 北京大学遥感所.
- [15] 陈良富、徐希孺, 1999, 陆面温度反演的新进展, 国土资源遥感, 41(3): 47 - 50.
- [16] 柳钦火、徐希孺、陈家宜, 1998, 遥测地表温度与比辐射率的迭代反演方法, 遥感学报, 2(1): 1 - 8.
- [17] Kimes D. S., J. A. Smith & L. E. Link, 1981, Thermal IR extiance model of a plant canopy, *Applied Optics*, 20: 623 - 632.
- [18] 李小文等, 1998, 地球表面热量交换遥感定量研究, 国家攀登项目书.
- [19] Becker F., 1987, The Impact of Emissivity on the Measurement of Land Surface Temperature from a Satellite, *Int. J. Remote. Sens.*, 8(10): 1509 - 1522.
- [20] Vazquez D. P. et al., 1997, A Comparative study of Algorithms for Estimating Land Surface Temperature from AVHRR Data, *Remote Sens. Environ.*, 62: 215 - 222.
- [21] Becker F. & Li Z-L., 1990, Towards a local split window method over land surface, *Int. J. Remote Sens.*, 11(3): 369 - 393.
- [22] 苏理宏, 2000, 热红外辐射方向性与尺度效应研究, 博士学位论文, 中国科学院遥感应用研究所.
- [23] 李小文、王锦地, 1999, 地表非同温像元发射率的定义问题, 科学通报, 44(15): 1612 - 1616.
- [24] 张仁华、田国良, 1987, 常温比辐射率测量, 科学通报, 26(5): 297 - 300.
- [25] 陈良富、徐希孺、张仁华, 1998, 地表温度遥感反演的现状与发展趋势, 地理科学进展, 17(增刊): 208 - 215.
- [26] Li Xiaowen, A. Strahler & M. Friedl, 1999, A Conceptual model for effective directional emissivity form non-isothermal surfaces *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, 37(5): 2508 - 2517.
- [27] 刘玉洁、杨忠东等, 2001, MODIS 遥感信息处理原理与算法, 科学出版社.
- [28] Campbell James B., 1987, Introduction to Remote Sensing, the Guilford Press, New York, London.
- [29] 刘玉洁、范天锡, 黄河三角洲的辐射定标, 863 项目.
- [30] Nicholas M. Short, et al., 2000, The Remote Sensing Tutorial, CD-ROM.
- [31] 李小文、汪骏发、王锦地、柳钦火, 2001, 多角度与热红外对地遥感, 科学出版社.
- [32] 陈述彭、赵英时, 1990, 遥感地学分析, 测绘出版社.
- [33] 张仁华, 1999, 对于热红外遥感的一些思考, 国土资源遥感, 39(1).
- [34] Becker F. & Li Z-L., 1990, Temperature - independent spectral indices in thermal infrared bands. *Remote Sens.*

Environ., 32:17-33.

- [35] Djavadi D. & Anderson J.M., 1987, Atmospheric correction of thermal infrared data using multi-height data acquisition, *Int. J. Remote. Sens.*, 8:1879-1884.
- [36] Salisbury J.W., and D.M.D'Aria, 1992, Emissivity of terrestrial materials in the 8-14 μm atmospheric window, *Remote Sens. Environ.*, 42:83-106.
- [37] Labed J. & M.P.Stoll, 1991, Spatial variability of land surface emissivity in the thermal infrared band: Spectral signature and effective surface temperature, *Remote Sens. Environ.*, 38:1-17.
- [38] Xu Xiru, Liu Qinhua & Chen Jiay., 1998, Synchronous retrieval of land surface temperature and emissivity, *Science in China (Series D)*, 6: 658-668.
- [39] Watson K., 1992, Two-temperature method for measuring emissivity, *Remote Sens. Environ.*, 42:117-122.
- [40] Barton I.J., 1995, Satellite-derived sea surface temperature: current status, *J. Geophys. Res.*, 100: 8777-8790.
- [41] Sobrino J. A., Li Z.-L. et al., 1993, Determination of the surface temperature from ATSR data. Proceedings of 25th International Symposium on Remote Sensing of Environment, Graz, Austria, 4-8 April 1993 (Ann Arbor: ERIM), pp. II-19-II-109.
- [42] Zavody A.M. et al., 1995, A radiative transfer model for sea surface temperature retrieval for the along-track scanning radiometer, *J. Geophys. Res.*, 100(C1): 937-952.
- [43] Li Xiaowen, A. Strahler et al., Effective Emissivity for Non-isothermal Surface and a Conceptual Model of its Directionality, *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, (in press).
- [44] Li Xiaowen & A.H. Strahler, 1998, Problems and Solutions of Thermal Infrared Remote Sensing for Drought-Monitoring, *Proc. International Symposium of Information Technology Tools for Natural Disaster Risk Management*, 215-230, Bangkok.
- [45] Wan Z. & Snyder W., 1996, MODIS Land Surface Temperature Algorithm Theoretical Basis Document, Version 2.3, ICES / UCSB.

第5章 微波遥感

微波是指波长 $1\text{mm} \sim 1\text{m}$ (即频率 $300\text{MHz} \sim 300\text{GHz}$) 的电磁波。它比可见光-红外 ($0.38 \sim 15\mu\text{m}$) 波长要大得多。最长的微波波长可以是最短的光学波长的 250 万倍。地面物质的微波反射、发射与它们对可见光或热红外的反射、发射无直接关系。一般说来,通过微波响应使人们从一个完全不同于光和热的视角去观察世界。微波遥感与可见-红外遥感在技术上也有很大的差别。微波遥感用的是无线电技术,而可见-红外遥感用的是光学技术,通过摄影或扫描来获取信息。

微波遥感系统有主动、被动之分。所谓“主动”微波系统,指传感器自身发射能源。“雷达”(Radar——radio detection and ranging) 是一种主动微波遥感仪器。从其英文名上看,雷达是用无线电波探测物体并测定物体距离(位置)。这个过程需要它主动发射已知的微波信号(短脉冲),再接收这些信号与地面相互作用后的回波反射信号,并对这两种信号的探测频率和极化位移等进行比较,生成地表的数字图像或模拟图像。“微波辐射计”是一种被动微波遥感仪器。它记录的是在自然状况下,地面反射、发射的微弱的微波能量。

微波遥感的发展可以追溯到 20 世纪 50 年代早期,由于军事侦察的需求,美国军方发展了侧视机载雷达 (SLAR——side-looking airborne radar)。以后,侧视机载雷达 SLAR 逐步用于非军事领域,成为获取自然资源与环境数据的有力工具。1978 年美国发射的 Seasat 海洋卫星以及随后发射的航天飞机成像雷达计划 (SIR——shuttle imaging radar)、前苏联发射的 Cosmos-1870,标志着航天雷达遥感的开始。20 世纪 90 年代以来,各国相继发射了一系列的星载雷达,如前苏联的 Almaz-1、欧空局的 ERS-1、日本的 JERS-1 以及加拿大的 Radarsat 等,微波遥感得到了很大的发展。

目前在轨工作的雷达卫星主要有欧空局的 ERS-1/2、ENVISAT-1 和加拿大的 Radarsat 等。另有一系列先进的卫星雷达发射计划,如美国干涉雷达的地形测图计划 STRM (2000 年 2 月 11 日) 和 2002 年的 Light SAR (L 波段、全极化, X、C 波段)、日本的 Alos-SAR (L 波段、双极化-HH、VV)、加拿大的 Radarsat-2 (C 波段、HH 极化) 等。我国自行研制的机载合成孔径雷达已成功地获得一批 SAR-C、L 波段图像。这一系列计划的实施大大推动极化雷达和干涉雷达等的新发展,使卫星雷达遥感进入一个新时代。

但是,尽管如此,与可见光-红外遥感相比,应该说微波遥感的起步较晚、数据获取较难、实际应用也不如可见光-红外遥感普遍。然而微波遥感具有全天时、全天候、穿透性以及地表粗糙度、介电性质的敏感性、多波段多极化的散射特征等独特优势,是可见光-红外遥感所难以比拟的。因而,微波遥感发展很快,已成为遥感技术研究的热点,成为对地观测中十分重要的前沿领域。它在地质构造、找矿,海洋、海冰调查,土壤水分动态监测、洪涝灾害调查,干旱区找水,农、林、土地资源调查研究以及军事上等方面越来越显示出其十分广阔的应用前景。

§ 5.1 微波遥感原理

5.1.1 基本概念

在第1章中论述到遥感信息是电磁波与大气-地表复杂系统相互作用的结果。微波与目标的相互作用,也存在散射、透射、发射等物理过程,可以通过测量目标在不同频率、不同极化条件下的后向散射特性、多普勒效应等,来反演目标的物理特性——介电常数、湿度等,及几何特性——目标大小、形状、结构、粗糙度等多种有用信息。

1. 微波的散射

1) 表面散射

表面散射指在介质表面产生的散射,一般分为光滑表面与粗糙表面。自然表面可以分解为一系列具有小尺度几何形状(即粗糙度)的平面元。对于这种表面小尺度的几何形状可以用统计学中的高度标准差和表面相关长度来表示。高度标准差指该表面与平均表面间偏差的均方根。表面自相关长度指表面上两点在统计学上相互独立的尺度。在数字上,超过该长度,自相关函数小于 $1/e$ 。这些函数多用以描述表面散射,作为表面散射模型(如小扰动模型、基尔霍夫模型等)的参数。

图5.1显示5个平面元产生的再辐射方向图,箭头方向的波加起来构成后向散射波。表面散射的强度随介质表面的复介电常数的增加而增大,其散射角特征由表面的粗糙度决定。

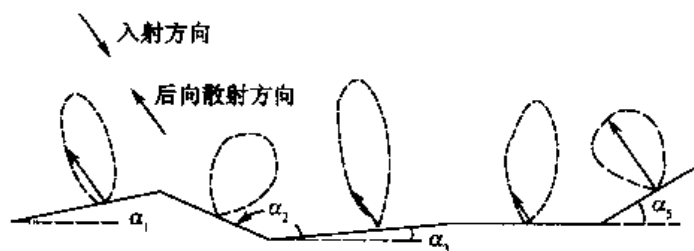


图 5.1 表面散射的概念^[1]

一般说来,自然表面的后向散射可描述为面元模型和点散射体模型的叠加。在表面散射中,散射面的粗糙度是非常重要的。若表面是光滑的,入射的能量与表面相互作用后形成两束平面波[见图5.2(a)],一束为表面向上的反射波。它与法线的夹角与入射角相同,方向相反;另一束为表面向下的折射波或透射波。

若表面是粗糙的,入射能量与表面相互作用后,再辐射而射向各个方向,成为散射场[见图5.2(b)]。除菲涅尔 Fresnel 反射方向外,其他方向上散射能量的大小取决于表面粗糙度相对入射波的大小。这在今后的“表面粗糙度”中将进一步讨论。

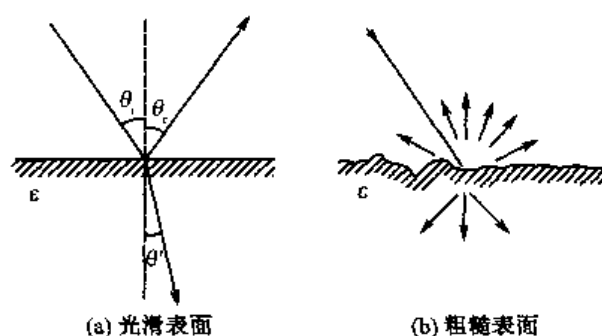


图 5.2 不同的表面散射

2) 体散射

体散射指在介质内部产生的散射，为经多路径散射后所产生的总有效散射。当介质不均匀 [图 5.3 (a)]，或不同介质混合 [图 5.3 (b)、(c)] 的情况下，往往发生体散射。如降雨（属多个散射体分布）、土壤或积雪内部、植被等。图 5.3 显示几种不同的体散射。

体散射的强度与介质体内的不连性和介质密度的不均匀性成正比。它的散射角度特性取决于介质表面的粗糙度、介质的平均介电常数及介质内的不连续性与波长的关系。

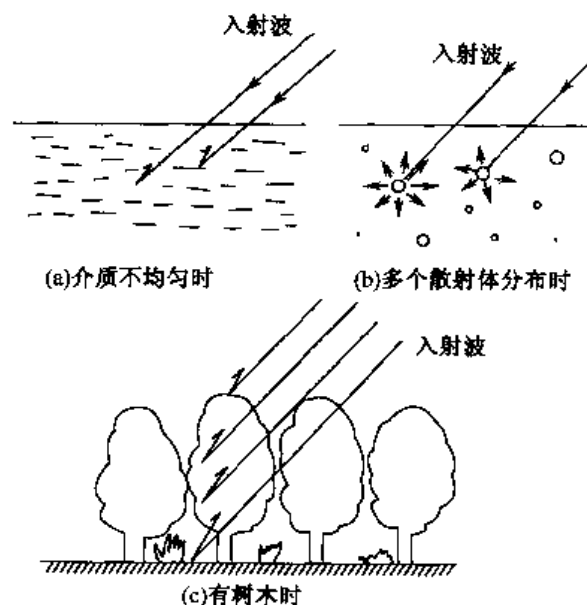


图 5.3 不同的体散射^[2]

从图 5.3 (c) 可见，对于树木而言，雷达接收的能量信号，应包括树冠的表面散射、树叶、树枝、树干的多次体散射，以及树下地面的表面散射的综合。事实上，对于复杂地表植被，其散射特征是相当复杂的，可看作是多层次多成分散射介质、多次散射的结果。国内外不少学者正着力于定量地描述和理解微波与地表目标相互作用的机理，

建立各种理论模型及数值模拟方法。这对于雷达遥感数据的分析解译、地表参数的反演、结构重建等将是很大的推动。

3) 散射截面与散射系数

“散射截面”与“散射系数”是用以描述和测量地物散射特征的两个参数。

• 散射截面 (Scattering Cross Section) 指散射波的全功率与入射功率密度之比, 可理解为雷达的全反射率, 即用有效散射面积表示。它表示物体表面散射的电磁波能量存在于某一方向上的概率。后向散射截面通常用入射方向上一个有效散射面积来表达当目标是各向同性再辐射体时, 在接收机处产生观测到的通量密度。简言之, 后向散射截面 (σ) 指入射方向的散射截面。散射截面是散射传输的重要参数, 它是后向散射截面的 4π 倍。

• 散射系数 指单位面积上雷达的反射率或单位照射面积上的雷达散射截面。它是入射电磁波与地面目标相互作用结果的度量。在遥感中, 多用散射系数作为表示雷达截面积中平均散射截面的参数。特别是把表示入射方向上的散射强度的参数或目标每单位面积的平均雷达截面, 称为后向散射系数, 用 σ° 表示。它除了与雷达系统参数有关外, 主要取决于物体的复介电常数, 表面粗糙度等。我们在后面专门讨论。

2. 雷达方程

雷达方程是描述由雷达天线接收到的回波功率与雷达系统参数及目标散射特征 (目标参数) 的关系 (忽略大气等因素影响) 的数学表达式, 可表示为

$$W_r = \frac{W_t G}{4\pi R^2} \sigma \frac{1}{4\pi R^2} A_r \quad (5.1)$$

式中: W_r 为接收的回波功率; W_t 为发射功率; G 为天线增益; R 为目标离雷达天线的距离; σ 为目标的雷达散射截面; A_r 为接收天线孔径的有效面积。

这里, 雷达天线发射的是以天线为中心的球面波, 地物目标反射的回波也是以地物目标为中心的球面波。若忽略大气的影晌, 则上式的第一项为地物目标单位面积上所接收的功率; 乘以 σ 后, 为地物目标散射的全部功率; 再除以 $4\pi R^2$ 后, 得地物目标单位面积上的后向散射功率, 即接收天线单位面积上的后向回波功率。天线孔径的有效面积 A_r 可表示为

$$A_r = G\lambda^2/4\pi \quad (5.2)$$

则由公式 (5.1) 和 (5.2) 可得

$$W_r = \frac{W_t G^2 \lambda^2 \sigma}{(4\pi)^3 R^4} \quad (5.3)$$

式 (5.3) 是针对点目标而言, 由于实际地物多为面状目标, 则对于面目标

$$\sigma = \sigma^\circ A \quad (5.4)$$

式中: σ° 为后向散射系数; A 为雷达波束照射面积, 即地面一个可分辨单元的面积。

则面目标的回波功率, 用积分表示为

$$W_r = \int_A \frac{W_t G^2 \lambda^2}{(4\pi)^3 R^4} \sigma^\circ dA \quad (5.5)$$

若目标为散射体, 则 σ^0 为单位体积的散射截面, A 则对应辐照体内的体积分。

从雷达方程可知, 当雷达系统参数 W_t 、 G 、 λ 及雷达与目标距离 R 确定后, 雷达天线接收的回波功率与后向散射系数直接相关。

3. 多普勒效应 (Doppler)

多普勒效应指由观察者和辐射源 (或目标与传感器) 的相对运动, 所引起的电磁发射频率与回波频率的变化。当一个频率为 r 的电磁辐射源和观察者之间距离 l (随时间) 变化时, 则观察者接收的信号频率 r' 不等于 r , 其差 $\Delta r = r' - r$ 称为多普勒频移。若 $l < 0$ 两者距离缩小, 则 $\Delta r > 0$; 若 $l > 0$, 则 $\Delta r < 0$, 多普勒频移为负的。其关系可用下式表达:

$$\Delta r = r \frac{u}{c} \cos \theta \quad (5.6)$$

式中: u 为辐射源和观察者之间的相对速度; c 为光速, 即电磁辐射的速度;

θ 为辐射源—观察者间连线与运动方向的夹角。

对于成像雷达这种主动遥感而言, 飞行器与地面相对运动, 雷达的发射频率 r , 由于多普勒效应, 到达地面的频率已改变为 r' , 而最终传感器所接收的回波频率, 已是又经过 1 次多普勒频移的 r'' 了。尽管对于飞机或空间飞行器的运动速度来说, 此频率的改变是很小的, 但它对遥感是有用的。

遥感利用频率上表现的多普勒效应, 可以观测目标的运动, 得到地表物体的信息, 并可以通过外差技术测出和区分多普勒频移, 以避免产生图像模糊和分辨率下降, 确保合成孔径成像雷达能获得高分辨率的雷达图像。如一个微波雷达装在以每秒 300m 快速飞行的飞机上, 若发射频率为 3×10^{10} Hz 或波长为 1cm, 则飞机上接收到的从飞机正前方地面反射回来的频率将增加到 6×10^4 Hz。频率相对变化虽仅百万分之一, 但用外差技术仍可很容易地被测量、识别与区分并通过相关处理, 以避免图像模糊。

5.1.2 雷达成像原理

在这里, 我们以机载侧视雷达为例, 加以讨论。侧视成像雷达是一种主动微波遥感系统。它是测量目标物对雷达波束后向散射回波强度的成像设备。

图 5.4 说明了它的成像原理和工作过程。一个雷达成像系统, 基本包含发射器、雷达天线、接收器、记录器等四个部分。由脉冲发生器, 产生高功率调频信号 (即电磁波计时脉冲); 经发射器, 以一定的时间间隔 (脉冲长度) 反复发射具有特定波长的微波脉冲; 通过发射天线向飞行器的一侧沿扇状波束宽度发射雷达信号照射与飞行方向垂直的狭长地面条带, 此波束在方位方向上窄, 在距离方向上很宽; 借助于发射/接收转换开关 (它使天线处于发射/接收轮换工作状态), 再通过天线接收地面返回的能量 (即地物对雷达波束的后向散射能——它是发射脉冲与地面相互作用的产物, 带有大量的地物特征信息); 接收器将接收的能量处理成一种振幅/时间视频信号; 这种信号再通过胶片记录仪产生图像。其中阴极射线管 (CRT) 胶片记录装置, 把信号以两种形式记录在胶片上。一种是直接扫描而得图像产品, 其回波信号的强度以扫描线的灰度色调来表示。

另一种是数字胶片，即波带片。由于雷达的原始数据是将地物的后向散射能以时间序列记录下来的数据，所以，输出的是既有回波振幅信息又有相位信息的光学全息片；这种数字胶片必须经过光学相干处理器进行数/模变换（D/A）的成像处理，方能重建雷达图像。可见，雷达是根据微波传播、接收的时差和多普勒变化以及回波的振幅、相位和极化方式来探测目标的距离及目标的物理性质。图中，树因表面粗糙，多呈各方向的散射，其后向散射较强，为中等强度回波；河流的水体，表面平滑，多呈镜面散射，天线接收不到回波；山体正面强回波，山背面因山体所阻挡为雷达阴影区，无回波。

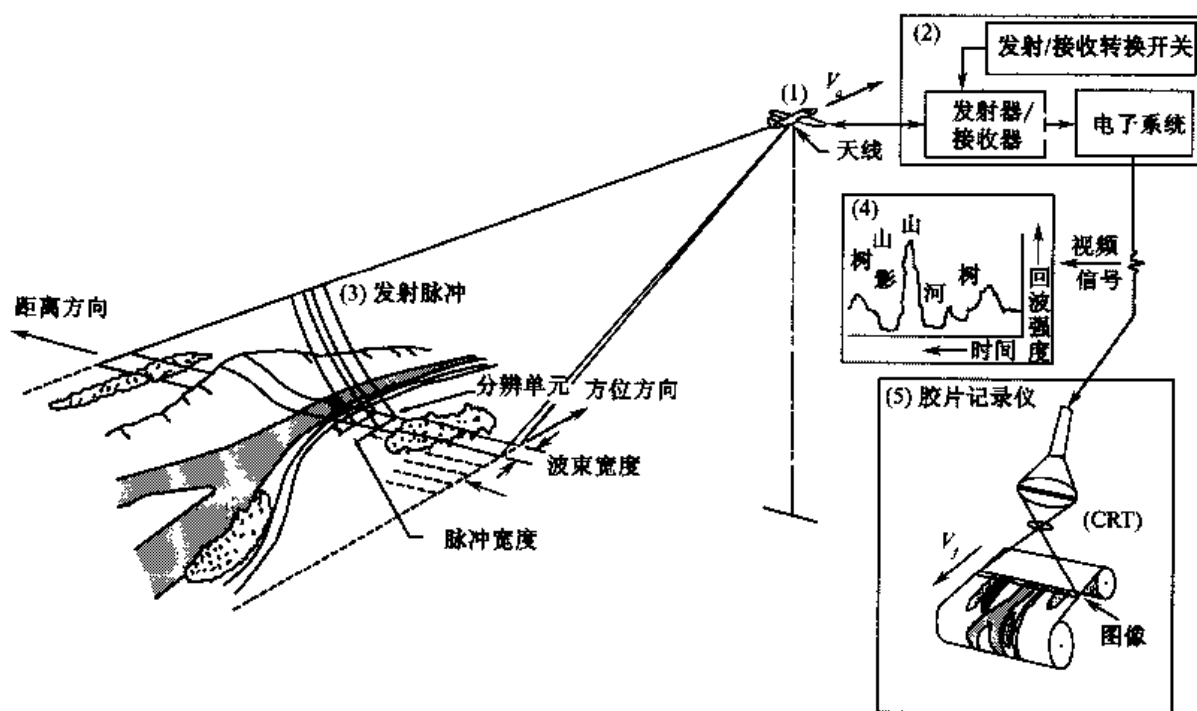


图 5.4 侧视雷达成像原理与工作过程^[3]

雷达成像需要有一个基本条件，即雷达发射出来的波束照在目标不同部位时，要有时间先后差异，就如同电视机中电子束的扫描一样。这样，从目标反射的回波也同时出现时间差，才有可能区分目标的不同部位。要实现这一点就必须具备二维方向上的扫描。雷达天线在飞行器上，与飞行器同方向前进，发出的波束依次向前扫描，即航向扫描；天线发出的能量脉冲指向飞行器的一侧，地面物体同航线垂直方向的各部分反射的回波便可产生时间差，即距离向扫描。侧视成像雷达就是以这种连续带状形式对地表进行二维扫描，逐行成像。

因为电磁波以光速 ($3 \times 10^8 \text{ ms}^{-1}$) 近直线传播。雷达与目标的距离（斜距），可以通过发射脉冲到接收回波的时间（行程时间 $J/2$ ）与电磁波传播速度（ C ）的乘积，即斜距 $= CJ/2$ ，所以侧视雷达系统又是个测距系统。

5.1.3 雷达回波强度的影响因素

雷达回波强度，可简单地理解为雷达图像上各种地物的灰度值——图像密度、辐射

亮度温度值。以上的理论分析表明, 雷达回波强度与后向散射系数直接相关, 常以雷达后向散射截面(σ)或雷达后向散射系数(σ°)来表达。而雷达后向散射系数 σ° 受到雷达遥感系统参数(波长、俯角、极化方式等)以及地表特性(复介电常数、坡度、表面粗糙度、不均匀介质中的体散射系数等)的影响, 是这些参数的函数。虽然, 目前还不能给出它们之间的具体表达式, 但可以根据理论分析和大量实验, 对它进行定性和部分定量地描述。

1. 雷达遥感系统参数

1) 波长或频率

从雷达方程可知, 雷达回波强度与入射波长直接相关。雷达遥感系统所选择的波长长短, 一方面决定了表面粗糙度的大小和入射波穿透深度的能力; 另一方面波长不同, 地物目标的复介电常数不同。这一切都直接影响到雷达回波的强弱。因此, 对于不同的雷达波长, 同一目标的影像特征不一样。

实际情况表明, 当波长为 1 cm 时, 大多数表面都被认为是粗糙面, 而当波长接近 1m 时, 则很少有显得粗糙的。当波长为 1 cm 时, 穿透能力可以忽略不计, 而当波长为 1m 时, 对潮湿土壤的穿透能力为 0.3 m, 而对于干燥的土壤则为 1m 或 1m 以上^[4]。

表 5.1 雷达波段划分

波 段	波 长 λ (cm)	频 率 $\nu = c\lambda^{-1}$ [MHz]
Ka	0.8 ~ 1.1	40000 ~ 26500
K	1.1 ~ 1.7	26500 ~ 18000
Ku	1.7 ~ 2.4	18000 ~ 12500
X	2.4 ~ 3.8	12500 ~ 8000
C	3.8 ~ 7.5	8000 ~ 4000
S	7.5 ~ 15	4000 ~ 2000
L	15 ~ 30	2000 ~ 1000
P	30 ~ 100	1000 ~ 300

微波(波长 1mm~1m)是无线电波中最短的部分, 遥感中常用的微波范围为 0.8~30cm(即频率 40~1GHz)。表 5.1 列出了遥感常用的微波 Ka—K—Ku—X—C—S—L—P 以及它们的波长、频率范围。

2) 俯角 α (入射角 θ) 和照射带宽度

俯角 α 是雷达波束与飞行水平面(或水平地面)间的夹角; 入射角 θ 是雷达波束与地面法线间的夹角。俯角 α 或入射角 θ 与后向散射强度密切相关, 构成一个立于地面的椭球体, $\theta \rightarrow$ 小(或 $\alpha \rightarrow$ 大), 则回波强度 $I \rightarrow$ 大(图 5.5)。

图 5.6 给出后向散射截面 $\sigma(\theta)$ 作为 θ 的函数与散射面尺寸(L)的关系图。图中的 L 是波长的倍数, 它决定着主瓣宽度。主瓣周围还分布着一些能量很小的辐射, 称为旁

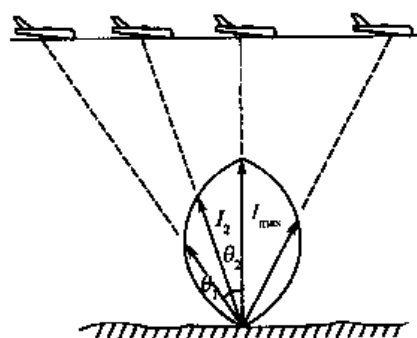


图 5.5 回波强度与入射角的关系^[5]

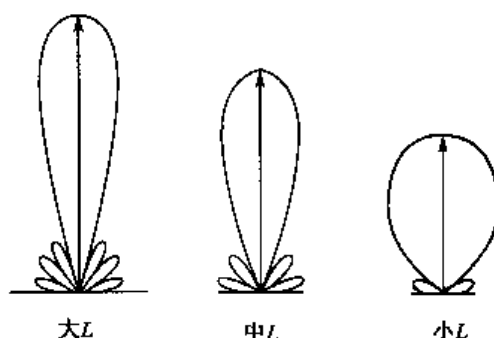


图 5.6 后向散射截面随入射角和
散射面尺寸变化的关系^[5]

瓣。从图中可见,仅在垂直入射时出现最大的后向散射截面。

雷达波束的宽度,在其距离向(侧视向)上,对应于一定的俯角范围。在这一范围内,雷达波束照射的地面宽度称为照射带宽度。图像的近距点对应波束的俯角大,回波强度大;远距点对应于波束的俯角小,回波强度小。同一目标处于雷达波束的不同俯角区时,其回波大小可能不同,在雷达图像上的表现也可能很不同。此外,根据瑞利准则,俯角 α 还决定着入射波的表面粗糙程度,从而影响到表面散射特征。因而,多视向(视角)是丰富雷达遥感资料的一种重要手段。

3) 极化方式

雷达遥感系统的极化方式,影响到回波强度和对不同方位信息的表现能力。雷达波束具偏振性(又称极化)。电磁波与目标相互作用时,会使雷达(电磁波)的偏振产生不同方向的旋转,产生水平、垂直两个分量。若雷达波的偏振(电场矢量)方向垂直于入射面称为水平极化,用 H 表示;若雷达波的偏振方向平行于入射面称为垂直极化,用 V 表示。雷达遥感系统可以用不同的极化天线发射和接收电磁波。常用四种极化方式,即水平发射、水平接收(HH),垂直发射、垂直接收(VV),水平发射、垂直接收(HV),垂直发射、水平接收(VH)。前两者为同向极化(或参考极化),后两者为异向极化(或交叉极化、正交极化)。

由同向极化到异向极化的转换过程称为去极化(depolarization)。目标表面粗糙造成的多次散射、非均质物体引起的体散射等,都可能产生交叉极化的回波。

不同极化方向会导致目标对电磁波的不同响应,使雷达回波强度不同,致使图像之间产生差异,而具有不同的图像特点和用途。同时,利用不同极化方式图像的差异,可以更好地观测和确定目标的特性和结构,提高图像的识别能力和精度。

4) 雷达系统类型

成像雷达系统可分为真实孔径雷达(RAR——real aperture radar)和合成孔径雷达(SAR——synthetic aperture radar)两种,下面将分别加以介绍。

上述的雷达遥感参数一旦确定(如 SIR-C、ERS-1/2 等),则雷达回波强度主要与

地表特性——物理性质与几何性质有关。

2. 地表特性

1) 复介电常数

物体的复介电常数 ϵ ，反映物体本身的电学性质，它是由物质组成及温度决定的。复介电常数由表示介电常数的实部和表示能量损耗与衰减的虚部组成。微波能量的损耗与衰减是材料电导率和电磁波波长的函数。

复介电常数直接影响了物体对电磁能量的反射。介电常数 ϵ 越大，回波强度越强，雷达图像上色调越浅。例如金属或含水量高的物体电导率高、介电常数 ϵ 大、渗透小、反射率高，即雷达后向散射系数 σ^0 高，在雷达图像上呈浅色；而干木头，则反之。基岩的介电常数大于沙丘的介电常数，因而在雷达图像上，基岩较沙、沙丘色浅；水的介电常数较大，约 80 分贝 (dB)，呈浅色，但若呈镜面反射则雷达天线接收不到回波而呈黑色；干燥物体的介电常数一般在 3~8 分贝范围内变化，如干沙土 ϵ 仅 2~5，随着物体含水量（湿度）的增加，其介电常数几乎呈线性增加，而产生 20~80dB 的变化；植被样品如新鲜麦苗、油菜，介电常数测量为 40dB 左右；各类岩石的介电常数变化不大，只是 Fe、Mg 元素含量高时，介电常数高些（约 4.8~6.2 间变化）。但若为矿化岩石，则介电常数可达 10.7~28（一般在 20dB 以上），显著高于围岩，有较强的雷达回波，利于地质找矿中矿化带的识别。

自然界的地质是复杂的，基本上是由几种物质组成的混合介质。如土壤、植被（植被可粗看作以空气为基质，以植物为杂质组成的混合物）等均是非均匀（有耗）介质，其介电常数 ϵ 往往由每个组分的 ϵ_i 及所占的体积比决定的。我们可以认为介电常数 ϵ 是一个由介质自身性质及周围环境所决定的表示介质特性的物理量。在宏观上， ϵ 反映介质对电磁波的辐射、散射、吸收、传输等特性，可以通过 ϵ ，建立电磁波特性与介质物理参数间的定量联系，从而获得介质的性质、状态、形状等的具体参数；从微观上， ϵ 是表明介质的化学组成、物理结构的物理量，通过 ϵ 可以把介质的微观结构和极化宏观现象联系起来。

可见，介电常数的研究是很复杂的，它是微波遥感的基础理论研究之一。

2) 地形坡度

首先，地形坡度影响到雷达波束的入射角 θ ，从而影响雷达回波强度，如图 5.7 所示。一般说来，斜坡较平地或陡坡的入射角小，回波强度大。其次，地形坡度产生阴影

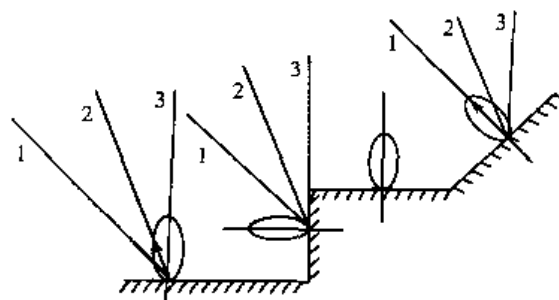


图 5.7 回波强度与坡度的关系

效果，增强了图像的表面形状。这在雷达图像特征中有专门的论述。

3) 表面粗糙度

表面粗糙度对雷达回波有明显反映。它可以使雷达回波产生 40dB 的变化。比如：油菜与麦苗，其介电常数相仿，但表面粗糙度不同（油菜为 19.4，麦苗为 7.9），其雷达图像密度也不同（油菜为 1.09，麦苗为 0.10）。

瑞利准则将粗糙度远小于入射电磁波波长 ($h \ll \lambda$) 的物体表面定义为光滑表面；而将粗糙度明显大于入射电磁波波长 ($h \gg \lambda$) 的物体表面定义为粗糙表面。前者呈镜面反射特征，即反射全部入射能，且反射角等于入射角，方向相反，雷达天线几乎不接收回波，图像色调暗；后者产生各方向的散射（即漫反射），雷达天线接收回波，图像色调浅，且由于地面单元内物质的不均匀性，其回波幅度具有随机性，因而图像呈现一系列亮点与暗点相间的“光斑”。一般说来，随着表面粗糙度的增加，雷达回波强度受入射角的影响程度减弱（图 5.8）；但是粗糙表面对频率的依赖性却很强（图 5.9）。图 5.8 还表明，一般情况下对于光滑表面雷达回波信号较弱或无信号，但在接近垂直入射时，则信号非常强，超过了粗糙表面。

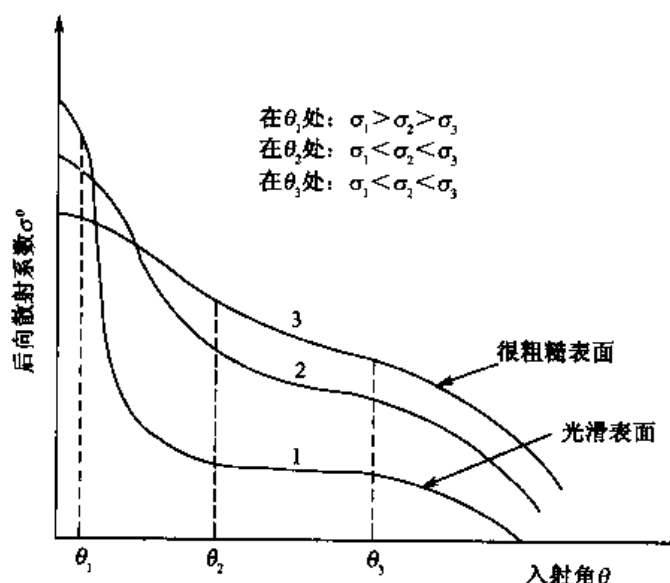


图 5.8 不同表面的 σ 与 θ 的关系^[1]

表面粗糙度反映了辐射区域的散射程度，它与雷达系统的俯角及波长有关。美国 Peak 和 Oliver (1971 年)，对瑞利准则进行了修改，提出了一个判别粗糙度的表达式：

$$\begin{aligned} h &\leq \frac{\lambda}{25 \sin \alpha} && \text{为光滑表面} \\ h &\geq \frac{\lambda}{4.4 \sin \alpha} && \text{为粗糙表面} \end{aligned} \quad (5.7)$$

式中： h 为表面粗糙度； λ 为入射波的波长； α 为天线俯角； h 值介于两者之间的为中间表面（或中等粗糙表面）。

以航天飞机成像雷达 SIR-A 为例，采用 L 波段（波长约 23.5cm）俯角 40°，则 $h \leq$

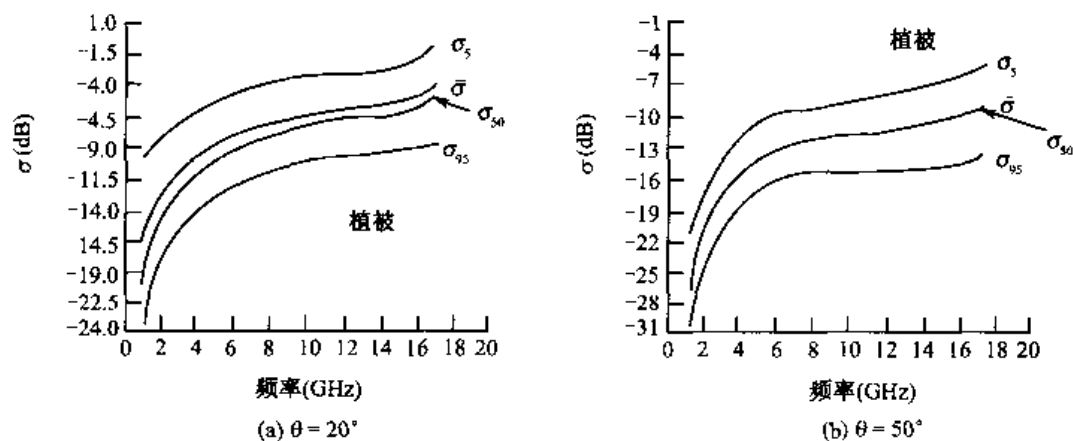


图 5.9 不同粗糙度表面回波强度与频率、入射角的关系^[1]

1.46cm 为光滑表面, $h \geq 8.3\text{cm}$ 为粗糙面, 介于两者之间 ($1.46 \leq h \leq 8.3\text{cm}$) 为中等粗糙面。图 5.10 表示不同粗糙表面的反射与散射。

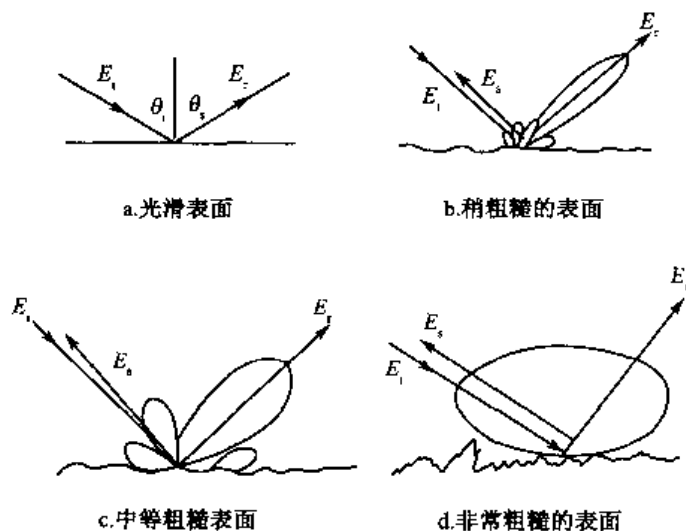


图 5.10 不同粗糙表面的反射和散射

E_i ——入射能量 E_s ——散射能量 E_r ——反射能量

表 5.2 说明不同波长 (Ka、X、L), 不同入射角 (20° 、 45° 、 70°) 的雷达脉冲对表面粗糙度的判别。表 5.3 说明同一入射角 (45°) 条件下, 对于同样的高度方差 (均方根), 不同波长的雷达波束, 其表面粗糙度类型是不同的。如高度方差 0.5cm 时, 对 Ka 波段为粗糙面, 对 X 波段为中等面, 对 L 波段为光滑面。由此可见, 粗糙面主要受地表物质微起伏 (表面结构形迹——砂粒、砾石等, 以及植被覆盖层、细微地形的高差等) 的影响。它是这些表面要素的几何形状、相互之间的垂直起伏、间隔距离及水平位置等几何特征的综合反映。它与地形起伏 (如山丘、高原、河谷等几米至几百米以上) 是两个完全不同的尺度概念。

表 5.2 表面粗糙度与波长、入射角的关系^[3]

类 型	高 度 方 差		
	Ka ($\lambda = 0.86\text{cm}$)	X ($\lambda = 3.2\text{cm}$)	L ($\lambda = 23.5\text{cm}$)
(a) 入射角	20°		
光滑	<0.04	<0.14	<1.00
中等	0.04~0.21	0.14~0.77	1.00~5.68
粗糙	>0.21	>0.77	>5.68
(b) 入射角	45°		
光滑	<0.05	<0.18	<1.33
中等	0.05~0.28	0.18~1.03	1.33~7.55
粗糙	>0.28	>1.03	>7.55
(c) 入射角	70°		
光滑	<0.10	<0.37	<2.75
中等	0.10~0.57	0.37~2.13	2.75~15.6
粗糙	>0.57	>2.13	>15.6

(采自 sabins, F. F., 1986)。

表 5.3 入射角 45°时 SLAR 不同波段表面粗糙度的判别

高度方差 (cm)	Ka ($\lambda = 0.86\text{cm}$)	X ($\lambda = 3.2\text{cm}$)	L ($\lambda = 23.5\text{cm}$)
0.05	光滑	光滑	光滑
0.10	中等	光滑	光滑
0.5	粗糙	中等	光滑
1.5	粗糙	粗糙	中等
10.0	粗糙	粗糙	粗糙

(采自 Sabins, F. F., 1986)。

§ 5.2 雷达图像的特点与解译

雷达系统是主动遥感。它不依赖于太阳光，而是利用它自身发射的电磁波。因此，与太阳照射无关，可以昼夜全天时的工作。

根据瑞利散射原理，散射波的强度与波长的四次方成反比。微波的波长比可见光-红外波长要长得多，则它的散射要比可见光-红外波段小得多。也就是说，一般情况下微波对大气的散射很小，只要不处于微波的大气吸收波段（即水汽和氧分子的吸收谐振带），大气对微波传输的影响可以忽略不计。因此，微波对大气具有较好的透过性，能够穿过浓厚的云层和一定程度的雨区，在任何气候条件下，全天候的工作。如波长 3.2cm 的微波束，穿过 4000m 厚的浓云，只衰减 1dB^[1]。

应该说明的是，大气对微波的吸收主要是氧分子（吸收中心位于 60GHz 附近）和水汽（吸收中心位于 20GHz 附近）所致。对于以对地观测为目标的微波遥感需要避开这两个吸收带；但是对于大气辐射和大气降水观测，则专门需要用到水汽吸收波段。此

外,随着微波波长的减小,大气对微波能量传输的衰减作用(指大气中微粒和雨滴对微波的吸收与散射作用)将增大。因此,选择不同的微波波段可以分别对地面或大气进行观测。还应该指出的是,云层对微波能量传输的影响除了吸收与散射外,还有云层本身的微波辐射,这种辐射亮度温度作为随机干扰噪声叠加在目标亮温上,影响到目标微波辐射亮温的测量。

5.2.1 雷达图像的特点

1. 高空间分辨率

雷达遥感可以获得高分辨率的雷达图像。这是因为:

(1) 雷达是以时间序列来记录数据,而不像相机、光机扫描仪是根据多波长透镜的角距离来记录数据。成像雷达由于反射和接收信号的时延正比于到目标的距离,因此只要精确地分辨回波信号的时间关系,即使长距离也能够获得高分辨率的雷达图像。

(2) 地物目标对微波的散射性能好,而地球表面自身的微波辐射能小。这种微弱的微波辐射,对雷达系统发射出的雷达波束及回波散射干扰小。

(3) 除了个别特定频率对水汽和氧分子的吸收外,大气对微波的吸收与散射均较小,微波通过大气的衰减量小。

雷达图像的分辨率,一般表示为距离分辨率乘以方位分辨率,可称为面分辨率。它代表地面分辨单元的大小。

1) 距离分辨率

距离分辨率(又称射向、横向或侧向分辨率),是指沿距离向可分辨的两点间的最小距离。脉冲的带宽(即持续时间)是决定脉冲分辨相邻目标能力(即传感器距离分辨率)的关键。目标在距离上的位置是由脉冲回波从目标至雷达天线间传播的时间决定的。要区分两个近距离目标必须要求目标反射的各部分能量能在不同时间内到达天线。可见,距离分辨率 R_r 取决于脉冲持续时间,即脉冲宽度(也有称之为脉冲长度)。脉冲宽度与雷达波长是两个完全不同的概念,如 X 波段的波长约 3 cm,而脉冲长度则几米,脉冲的不同部分被不同位置的目标反射^[4]。脉冲宽度是由雷达发射机所决定的。雷达发射机以一定的时间间隔发射一定波长的雷达脉冲。要提高 R_r ,就必须要求发射波是很窄的脉冲。只有这样才能使两个靠得很近的物体的回波脉冲在显示器上不至于相互重叠,而区分开来。

图 5.11 显示了雷达在射向上的距离分辨率 R_r ,可由下式表示:

$$R_r = \frac{JC}{2\cos\alpha} \quad (5.8)$$

式中: J 为脉冲宽度; C 为光速 $300\text{cm}\cdot\mu\text{s}^{-1}$; α 为雷达天线俯角。

从上式可知, R_r 与脉冲宽度及雷达俯角有关,但与距离无关。若 J 为 $0.1\mu\text{s}$, 当 $\alpha = 50^\circ$ 时, $R_r = 23\text{m}$; $\alpha = 35^\circ$ 时, $R_r = 18\text{m}$ 。图中对应于俯角 35° 的 C、D 两点间距大于 18m , 两点的回波脉冲不重叠,在图像上分别记录,可以识别;而对应于俯角 50° 的 A、B 点间距小于 23m ,却不能识别。可见,俯角 α 越大、距离分辨率 R_r 值越大,分辨能

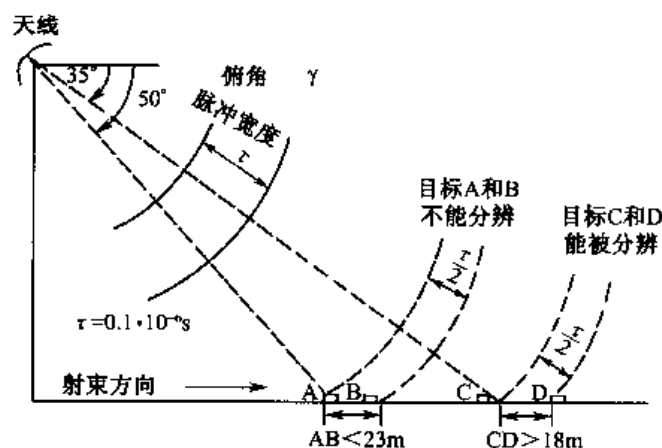


图 5.11 雷达的距离分辨率^[6]

力越差。这就是说，在雷达照射宽度内，距离分辨率 R_r 是变化的，它是雷达天线俯角 α 的函数，且近射程比远射程距离上的分辨能力差。因而，有时用近射程点和远射程点的平均值来表示距离分辨率。

公式 (5.8) 还说明，脉冲持续时间（脉冲宽度） J 越小，距离分辨率 R_r 值越小，分辨能力越强。但是 J 过小，发射功率下降，反射脉冲的信噪比降低。为了保证有足够能量的回波，目前采用了线性调频调制的“脉冲压缩”（Pulse compression）技术——即通过脉冲压缩和频率调制，改变振幅和脉冲宽度，使距离分辨率 R_r 和信噪比 S/N 均有提高。这种方法又叫“距离压缩”，在真实孔径雷达和合成孔径雷达中均用来提高距离分辨率。

2) 方位分辨率

方位分辨率（又称航向、纵向或几何分辨率，azimuth），是指沿一条航向线（方位线）可以分辨的两点间的最小距离。航向上只有当目标在波束内才能接收到目标的回波能量。要区分两个目标，必须要求两个目标间的距离大于一个波束宽度，只有这样才能在图像上记录为两个点。若两个目标间的距离在同一波束内，只能作为一个点记录在图像上。可见，方位分辨率 R_a 取决于雷达波束照射的地面条带的角宽度，即波束宽度 β 。波束宽度越窄、方位分辨率 R_a 值越小、分辨能力越强。由于雷达波束为扇状波束，近射程的波束宽度小于远射程的波束宽度，因而近射程较远射程方位上的分辨能力强，这与距离分辨率正好相反。

波束宽度 β ，与波长成正比，与天线尺寸（雷达孔径） D 成反比，即 $\beta = \lambda/D$ 。雷达天线 D 越长，波束宽度 β 越小，分辨率越好；雷达波长 λ 越小，波束宽度 β 越小，分辨率越好。

对于真实孔径雷达（RAR）而言

$$R_a = \beta R_s = \frac{R_s \lambda}{D} \quad (R_s \text{ 为斜距}) \quad (5.9)$$

从上式可知，斜距 R_s 越小，方位分辨率 R_a 值越小，分辨能力越强；波长 λ 越小，

方位分辨率 R_a 值越小, 分辨能力越强; 雷达孔径 D 越大, 方位分辨率 R_a 值越小, 分辨能力越强。这说明真实孔径雷达系统, 方位分辨率与 (目标物至传感器间) 距离成正比, 近射程比远射程分辨能力强; 方位分辨率与天线孔径成反比。图 5.12 中 $AB = CD$, 但近射程的目标 A、B 间距大于一个波束宽度, 可以分辨; 而远射程的目标 C、D 间距小于一个波束宽度, 则不能分辨。若要提高方位分辨率, 必须用大天线——若干个单元天线构成大尺度的线阵天线、限制斜距 R_s 及采用较窄的波束宽度。

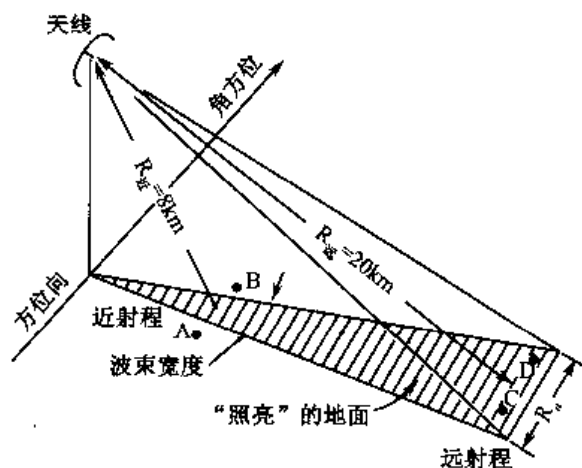


图 5.12 真实孔径雷达的方位分辨率^[6]

为了加大雷达天线孔径, 发展了“合成天线”技术。这种技术考虑到在雷达探测过程中, 由于目标与飞行器的相对运动, 目标在雷达波束中将有一段停留时间, 同时雷达可在飞行轨道的不同位置对目标进行观测。因此, 可以通过线性调频调制的“方位压缩技术”, 构成“合成天线”。它如同一个沿直线方向运动着的线列小天线, 移动到每个位置 (或时间) 发射一个信号, 接收并分别存储每点的目标回波信号的振幅和相位信息, 然后把存储的不同时刻的全部回波信号, 进行合成处理 (补偿因时间和距离不同所引起的相位差), 方能得到地面的实际图像。这个处理过程相当于组成一个比实际天线大得多的合成天线, 以获得高的方位分辨率。

图 5.13 表示实际天线孔径与合成天线孔径的关系。

实际波束宽度: $\beta = \lambda / D$

实际分辨率: $\Delta L = L_s = \beta R = \lambda R / D$ (合成孔径长度)

合成波束宽度: $\beta_s = \lambda / 2L_s = D / 2R$ (5.10)

合成分辨率: $\Delta L_s = \beta_s \cdot R = D / 2$

式中: λ 为波长; D 为实际天线孔径; R 为斜距。

通过以上公式, 可以从理论上证明: 合成孔径雷达的方位分辨率为实际孔径长度的 $1/2$ 。孔径 D 越小, 方位分辨率的值越小, 分辨能力越强。这与真实孔径雷达的情况正好相反, 而且与距离无关。

距离向分辨率与方位向分辨率的乘积代表地面分辨单元的大小, 称为面分辨率。只要分辨单元的面积相同, 不论组成分辨单元的两个方向的分辨率相同与否, 对雷达图像的解译效果总起来说是相同的。应该说明的是, 雷达图像的实际可分辨程度, 除了决定

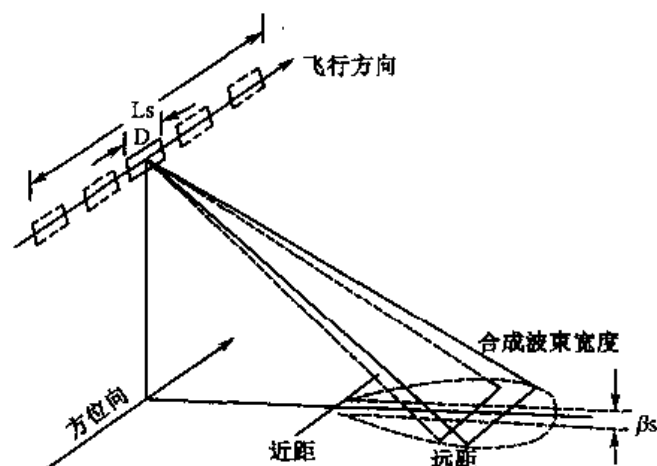


图 5.13 合成孔径雷达的方位分辨率^[6]

于其空间分辨率外，还与图像对比度、几何精度等图像质量因素有关。

2. 穿透能力

微波除了能穿云破雾以外，对一些地物（介质），如岩石、土壤、松散沉积物、植被、冰层等，有穿透一定深度的能力。因此，它不仅反映地球表面的信息，还可以在在一定程度上反映地表以下物质的信息。

穿深能力的估算是依赖“趋肤深度”（skin depth），是指雷达信号功率从介质表面衰减到 $1/e$ 倍时的深度（或降至 37% 的深度）。“趋肤深度”提供了一种指示雷达信号随不同物质穿透能力变化的方法。但是对积雪、土壤这种连续体而言，评价散射引起的雷达信号功率损耗很难，因此常用由电场强度的衰减引起的损耗来评价。

表 5.4 土壤趋肤深度的计算值^[3]

土壤的种类	水 (%)	λ (m)		
		1	0.1	0.03
沙 土	0	20	3.3	1.6
	3.88	5	0.33	0.046
	16.8	2.4	0.063	0.01
泥	0	31	18	4.8
	2.2	2.8	0.43	0.19
	13.77	0.44	0.059	0.016
黏 土	0	10.3	1.4	0.55
	20	0.14	0.038	

雷达信号的穿透深度与地物（介质）的介电常数 ϵ 成反比，与雷达波长 λ 成正比。表 5.4 为不同含水量土壤趋肤深度的计算值^[3]。表中说明，湿度和波长是影响穿透深度

的关键因素。随着土壤含水量的增加，其介电常数增大，穿透深度明显下降；随着波长的增加，穿透深度明显增加。图 5.14 显示穿透深度与频率、土壤湿度、土壤类型的关系。一般说来，在雷达遥感光谱范围内，大多数物质其穿透深度与雷达波长呈线性关系。如波长为 20cm 的 L 波段信号比波长为 2cm 的 Ku 波段信号的穿透深度大 10 倍。当表面被 2m 厚的纯雪覆盖时，频率高于 10GHz (X 波段) 的雷达信号就只能探测到表面，但对于频率 1.2GHz (L 波段) 的雷达信号来说，则基本是透明的。

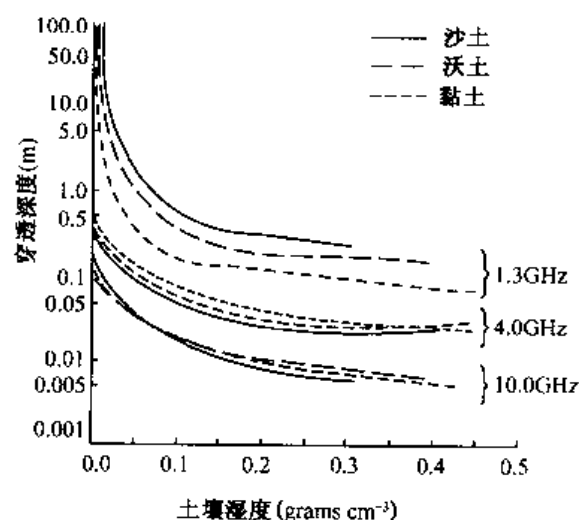


图 5.14 穿透深度与频率、土壤湿度、土壤类型的关系^[1]

此外，潮湿的岩石、土壤，其介电常数大，穿深能力仅达地表；而松散沉积物（沙、砂砾等），介电常数较基岩小，故穿深能力较基岩大，一般可穿透地表以下数厘米至数米。美国 JPL 实验室同步研究表明，埋于 2m 沙层下的雷达响应器对 SIR-B 脉冲有尖锐的响应。美国用合成孔径雷达图像分析美国的莫哈韦沙漠，发现被冲积扇埋藏的岩墙。我国在内蒙古沙漠戈壁区进行了与航天飞机 SIR-C/X-SAR 的同步试验。用 12 个角反射器分别埋于 0.88~2.73m 不同深度的干沙中，在 SIR-C 的 L 波段雷达图像上这些角反射器均有响应，并以亮点形式出现。这说明了 L 波段的雷达信号对干沙的穿透能力达 2m 以上。实验还证明，穿透深度随极化方式而有变化，VV 极化比 HH 极化穿透能力强^[7]。

对于植被而言，穿透深度取决于植被的含水量、密度及使用的波长。经验证明，K 波段（8~11mm），甚至 X 波段信号仅记录植被第一层面（多数情况下为叶片）的信息；P 波段（30cm~1m）能穿透植被，既记录植被信息，又记录植被以下的土壤表面信息；而介于 K、P 之间的 L 波段（21~23cm）能反映植被类型的差异（至少是对植被形态而言）。因而改变雷达波长，可以得到植被上层、下层甚至表层土壤的信息。因此，即使在高植被覆盖区（热带雨林地区）雷达也有很强的探测能力，可以进行该区地质、地貌等调查。图 5.15 为美国航天飞机 SIR-C 的 SAR 图像，它显示 L 波段雷达穿透热带雨林地区（巴西的亚马孙流域）稠密的植被覆盖层，而反映出植被层以下的地貌特征^[8]。

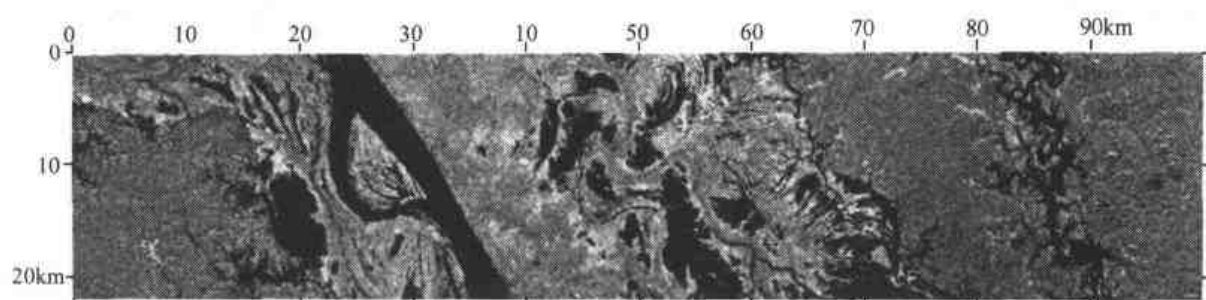


图 5.15 热带雨林地区的 SIR-C/SAR-L 图像^[8]

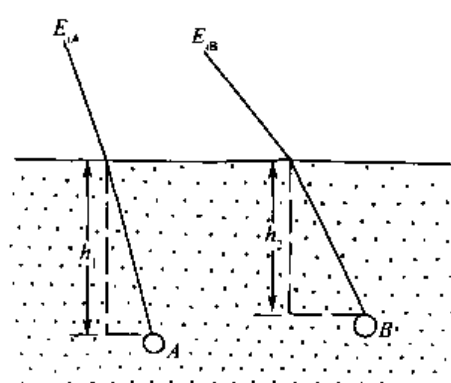


图 5.16 穿透深度受入射角影响^[9]

雷达信号的穿深能力也与地表粗糙度、入射角有关。图 5.16 显示穿透深度受入射角的影响。一般说来，入射角越小、穿深能力越大。因此，仅从入射角这点考虑，在雷达图像上，穿深能力近射程点最大，远射程点最小。实际上，在雷达图像解译的实际应用中，要估计雷达穿透深度，并从对雷达后向散射有贡献的分量中分离出穿透力的影响是十分困难的。

既然，穿透深度随波长的增加和水分的减少而增加，那么观察高穿透能力的最佳条件是在干旱地区，用长波段的雷达系统。1981 年美国哥伦比亚航天飞机的 SIR-A，在非洲撒哈拉大沙漠至阿拉伯沙漠的干旱地区，寻找埋藏地下的古河道获得成功。SIR-A 的 L 波段雷达信号穿透沙漠的沙层、流沙、沙丘，揭示出埋深 5m 左右的地下古河道和古地下水系。这个地下残存的瓣状水系，在 Landsat/MSS 以及摄影图像上均无反映，地面观察也未见任何河流泛滥的痕迹，但在雷达图像上却十分明显。这一地下古水系的发现对研究该区的地质历史、古气候、古地理环境以及干旱地区的水资源开发均有重要的科学和现实意义。

3. 立体效应

雷达散射及雷达波束对地面倾斜照射，产生雷达阴影，即图像暗区（图 5.17）。此明暗效应能增强图像的立体感。这种明显的地形起伏感，对地形、地貌及地质构造等信息有较强的表现力和较好的探测效果。如新疆柯坪断层，在雷达图像上不仅能形象地识别断层，而且可以根据岩层倾斜和坡度不同所引起的后向散射的差异反映和判断出其单斜构造单面山和岩层倾斜方向（图 5.18）。

从图 5.17 可见，雷达阴影的出现及其宽度与目标在雷达波束中所处的位置以及背坡的坡度角（ β ）大小有关。当雷达俯角 $\alpha > \beta$ 时，后坡被辐照，无阴影；当 $\alpha < \beta$ 时后坡被掩盖，产生阴影，且距天线越远、俯角 α 越小，阴影越长。

雷达视向对目标的表达色调与形状影响很大，尤其是雷达图像上的线性形迹（山川、断层、沟渠、道路等）。若两者垂直，则明暗效应最明显，信息被突出；两者平行则相反，信息被减弱。因而对同一地区通常采用多视向观测，以提高图像对目标的检测

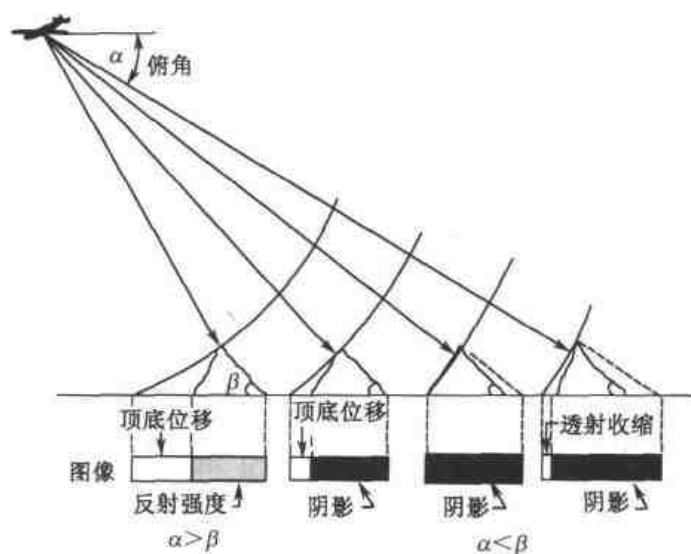


图 5.17 雷达阴影^[3]

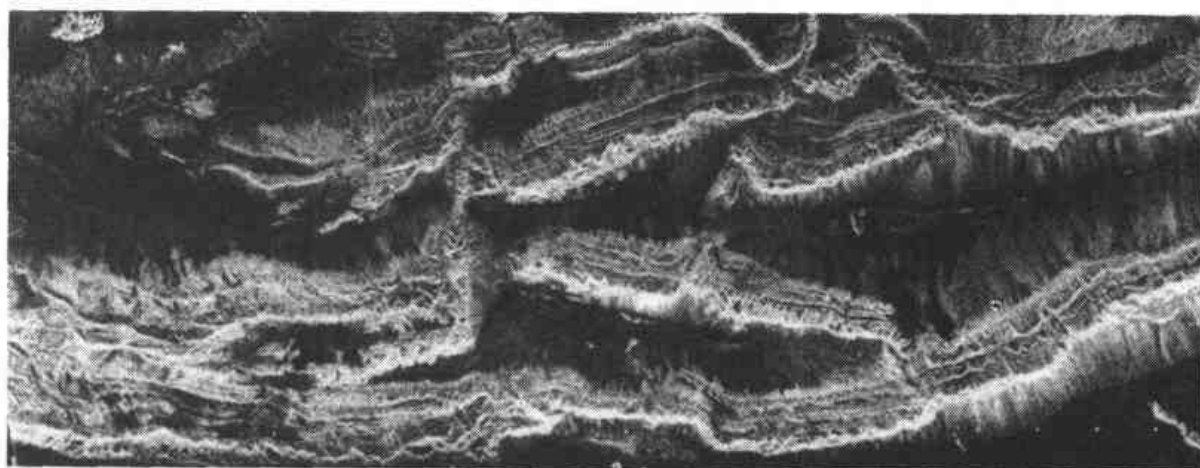


图 5.18 新疆柯坪断层雷达图像 (SIR-A)

能力。应该指出的是，适当的阴影能增强图像的立体感，但是阴影大，又使阴影暗区掩盖、丢失的信息多。通常，尤其在山区，采用不同的观测角度和不同极化方式，以增强特定方向的线性地物、地貌、构造以及阴影下掩盖的信息。此外，为了正确判读雷达图像，应将近距离端朝上，阴影对自己，以便获得正立体的效果。

4. 几何特性

1) 斜距图像的比例失真 (Scale Distortion)

雷达系统的图像记录有两种类型：斜距图像 (slant-range) 和地距图像 (ground-range)。

雷达侧视带状成像，发射脉冲与接收回波之间有个时间“滞后”，雷达回波信号的

间隔直接与相邻地面特征的斜距（传感器与目标间距）成正比。因而，在斜距图像上各目标点间的相对距离与目标间的地面实际距离并不保持恒定的比例关系，图像产生不均匀畸变。

图 5.19 说明两种图像记录的特点。A、B、C 代表三个等间距等宽度的物体，分别位于雷达的近、中、远距点上。它们的地距分别为 GR_A 、 GR_B 、 GR_C 。在斜距图像上，原地面起点 0，成像于 $0'$ 点，其成像前存在一个时间滞后的“空隙带”；原等间距、等宽的 A、B、C 成像后表现不等，即 $A_1 < B_1 < C_1$ ，距离 $A_1B_1 < B_1C_1$ 。显然，近距点部位比远距点部位被压缩得更大，图像距离方向的比例尺不均匀，致使图像失真。其失真方向与航空摄影图像正相反。为了得到无几何失真的图像，往往采用地距显示形式。即在雷达成像过程中进行运动补偿成像处理——在雷达显示器内，加延时电路补偿，用这种时间滞后来补偿传输信号的时差，以进行逐行校正得到地距图像。使在地距图像上， $A_2 = B_2 = C_2$ ， $A_2B_2 = B_2C_2$ ，比例尺基本不变。

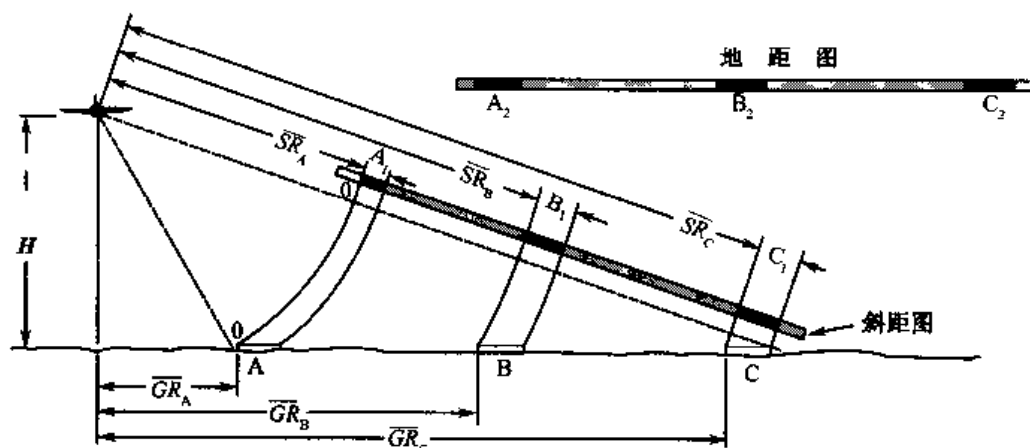


图 5.19 斜距图像的比例失真^[3]

应该指出的是，飞行参数也会影响航向和方位向的比例。因而校正时还需考虑到飞行姿态及速度、高度等变化，可以用飞行姿态参数等进行系统几何纠正。

2) 透视收缩 (Foreshortening)

由于雷达按时间序列记录回波信号，因而入射角与地面坡角的不同组合，使其出现程度不同的透视收缩现象。即雷达图像上的地面斜坡被明显缩短的现象。

图 5.20 显示 3 种不同起伏地形的前坡坡长在像平面上均小于实际长度。斜坡实际长度 L ，图像显示坡长 ΔR ，则 $\Delta R = L \sin \theta$ (θ 为入射角)。它的大小取决于雷达俯角与斜坡坡角的相对大小。(a) $R_a < R_b < R_c$, $\Delta R < L$; (b) $R_a = R_b = R_c$, $\Delta R = 0$ ，三点在图像上呈一亮点；(c) $R_a < R_b < R_c$, $\Delta R < L$ 。“收缩”意味着回波能量相对集中，回波信号更强。

图 5.21 中地面 A、B、C ($AB' = B'C$) 投影到像平面上 $a b c$ ($ab < bc$)，且前坡 (ab) 比它自身表现得更短、更陡、更亮；后坡 (bc) 则比它自身表现得更缓、更暗，若阴影坡则更长 (参看图 5.17)。雷达收缩现象往往造成图像上地形特征的变形，若地

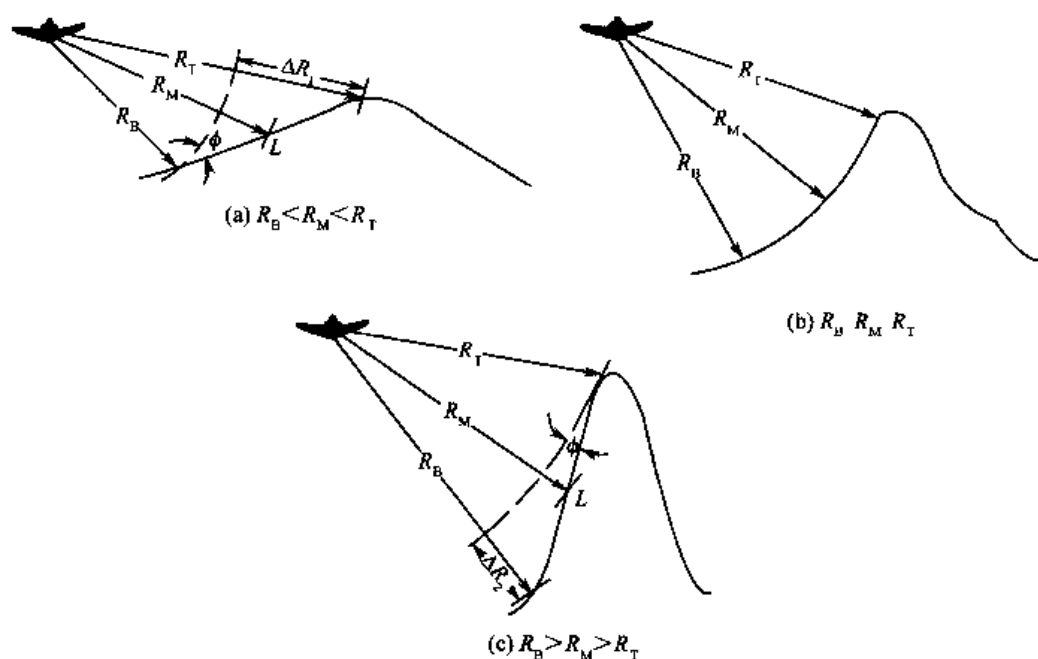


图 5.20 前坡收缩^[5]

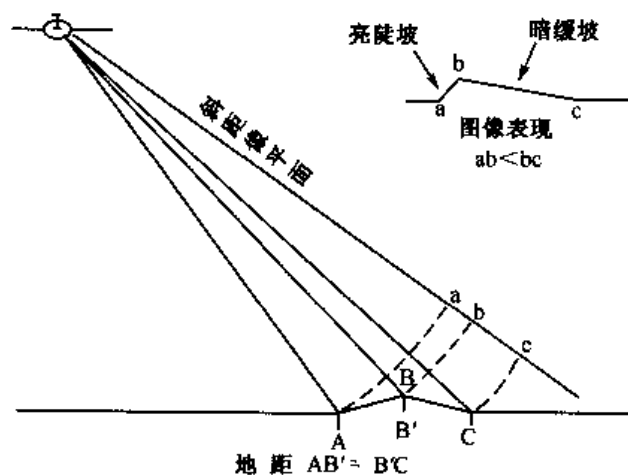


图 5.21 前视收缩^[10]

形是已知的 (数字高程模型 DEM), 则可以对畸变进行订正。

3) 叠掩现象 (Layover)

雷达是一个测距系统。发射雷达脉冲的曲率使近目标 (即高目标的顶部) 回波先到达, 远目标 (即高目标的底部) 回波后到达。因而顶部先成像, 并向近射程方向位移。这种雷达回波的超前现象, 形成顶底位移的“叠掩倒像” (图 5.22)。

雷达图像上因回波超前的位移方向与航空摄影图像正相反, 如旗杆的顶在前、底在后。并不是所有高出地而的目标都会产生叠掩, 只有当雷达波束俯角与坡度角之和大于 90° 时才有此现象。因此, 叠掩现象多在近距离点发生 (参看图 5.17)。

需要指出的是, 在山区雷达后向散射的差异主要来自于目标的形状差异。也就是

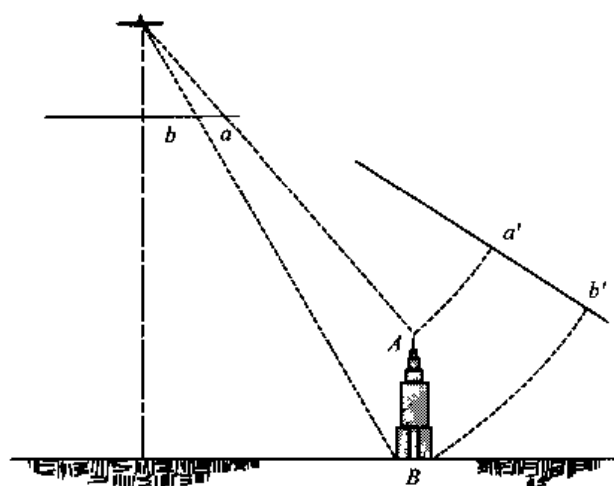


图 5.22 叠掩现象^[3]

说，图像上目标的“形状效应”要比目标介电特征等的“物性效应”更为明显。这是因为地形坡度不仅影响入射角、影响阴影大小，而且影响其透视收缩和叠掩位移现象等。这些形态特征集中表现在山区的雷达图像上，可以通过图像增强和纹理分析处理，有效地提取目标的形态特征，对断层、构造、岩矿脉及地貌等的识别十分有效。因此，在山区多采用斜距图像，以保留这些原本有规律可循的畸变。

4) 雷达视差与立体观察

当雷达沿两条不同轨道观察高于地面的同一目标时，不同的起伏位移造成图像视差。雷达视差 (parallax) 就是两张重叠图像上两个像点分别所产生的位移量之差。利用雷达视差，可以在立体镜下进行立体观察，并可测出目标的相对高度。这里雷达飞行方位对雷达视差大小影响很大。需要说明的是，雷达图像上像差的测量难度较大，并且受像元大小的限制，像差测量精度一般至少在 10m 以上^[11]。然而，利用干涉雷达则可以获得高精度 (厘米级) 的三维数据 (参看后述的“干涉雷达”内容)。

以上分析的雷达图像的几何特征——近距离压缩、顶底位移、透视收缩等均属原理性几何失真。一方面它可以用于进行地形、地物的测量和分析；另一方面它严重影响到与其他遥感图像的配准，并使雷达图像的几何纠正和数据分析比其他遥感图像更为复杂。

5. 其他

1) 对与水有关信息的识别能力更强

由于随着水分含量的变化，物体的介电常数变化明显，使雷达后向回波出现 20~80dB 的显著变化，因此，雷达图像突出水体信息并对土壤水分、地表湿度、物质的含水量等反映明显。人们可以运用多时相雷达图像进行土壤水分动态监测 (参看图 5.15)。在微波波段，水的比辐射率为 0.4，土壤的比辐射率从湿土的 0.6 到干土的 0.9 之间变化，利于被动微波 (微波辐射计) 反演土壤水分。

2) 对松散沉积物的表面结构反映明显

由于以地表形态结构为特征的表面粗糙度对雷达回波强度的影响很大, 松散沉积物的不同物质组成往往构成对微波波长不同粗糙度的表面, 造成雷达回波强度的明显差异。如航天飞机成像雷达 SIR-A, L 波段对小于 1.46cm 的表面起伏可视为镜面而忽略不计, 这样可以舍去一些细节和不受矮小植被的干扰; 而对于数厘米的表面起伏 (如砾石大小的变化等), 被视为粗糙面, 回波加强, 反映敏感。因而, 在缺乏植被的干旱、半干旱地区, 对洪积扇带及松散沉积物等的分类、组成物质、颗粒大小、表面结构、叠置关系等均反映清晰, 利于研究。

3) 对居民点及线性地物的表现尤为明显

居民点中建筑物的墙、堤坝的壁等与地面构成二面或多面角反射体, 造成雷达波束双向或多次角反射, 且反射方向相同或相交, 使回波大大增强。如对于二面角反射体来说, 雷达图像上出现相应于两个面交线的一条亮线; 而对于三面角反射体来说, 则雷达图像上出现相应于三个面交点的一个亮点。同时, 建筑物等含金属结构, 使物质的介电常数 ϵ 增大, 产生强烈的雷达后向散射。因而在雷达图像上, 居民点多呈明显亮斑, 易于识别 (图 5.23)。

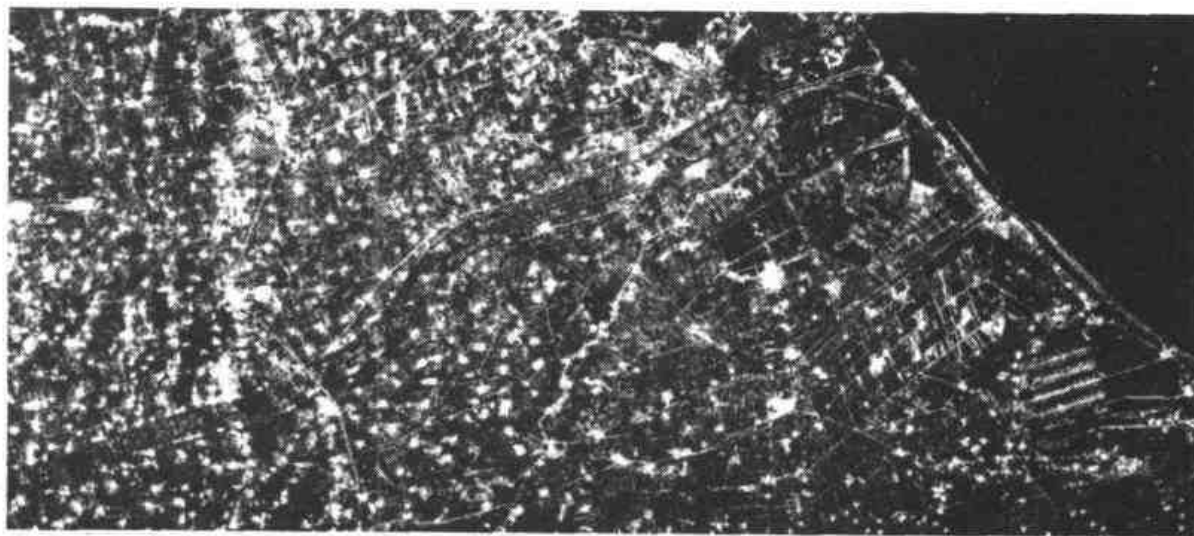


图 5.23 天津南部雷达图像 (SIR-A)

至于线性地物 (如公路、铁路、渠道等) 除了上述原因外, 还随它的走向与雷达波束方向的夹角不同, 而在图像上有不同的表现。当坡面迎着雷达波束时, 不仅阴影的明暗效应能提高识别能力, 而且产生的角反射效应, 使回波大大增强, 更利于识别。

彩图 5 为典型光学图像与雷达图像的对比。彩色部分为我国华北地区渤海湾蓟运河口一带的 Landsat/TM4、3、2 (RGB) 假彩色合成图像 (1990 年 5 月 13 日), 图中丰富色彩主要反映了由于不同地面覆盖类型的物质组成等差异导致光谱特征明显差异, 其中水体 (包括海洋、河流、湖泊、水库、池塘、海边盐池等) 为深浅不同的蓝黑色系

列、绿色植被（包括农作物、草地、芦苇等）为深浅不同的红色系列，图中的浅色系（浅灰、淡绿、淡蓝）包括裸地、休闲地、刚出苗的春粮等，蓝灰色为居民点（不明显）、灰白色为盐碱地；而黑白部分为 SIR-C 的 L 波段雷达图像（1994 年 10 月 8 日），图中星散状的亮白斑点为居民点（其中在两图像交界处蓟运河东侧的汉沽城镇呈亮白色与蓝灰色各半），白色条纹为沟渠、堤坝、道路等线性地物，农田呈现出深浅不同的灰—黑色系列，它是由于不同地面覆盖类型介电常数、水分含量及植物覆盖的表面粗糙度差异等造成雷达后向回波强度的差异所致。

彩图 6 为美国航天飞机 SIR-C 在伏尔加河畔所获得的不同波段、不同极化方式、不同视向的彩色合成雷达图像（X、C、L 波段分别赋予 B、G、R 色）^[8]，该图像对地形、地貌、植被、城市居民点、地表湿度、农田结构等也都表现出丰富的信息。但是，雷达图像与光学图像从成像机理上有本质的不同，它是通过不同目标介电常数、湿度、表面粗糙度等的差异所反映的地物散射特征的差异，来区分、识别目标的。

微波谱带宽（波长 1mm~1m），可以提供宽频谱范围（300MHz~300GHz）的信息。加之，雷达遥感为人工源，在雷达接收和发射装置中，改变极化方向或调整雷达波束视向均是很容易实现的。因而人们可以采用多角度（多视向）、多波段（多频段）、多极化等方式进行观测，以增加信息量，使雷达图像具有相当强的检测和分辨目标的能力。

5.2.2 雷达图像的解译与处理

1. 典型地物的散射特性

雷达图像实质上是地面目标对雷达发射信号散射的回波强度和相位的记录图像。显然，目标的散射特性对雷达图像的形成及解译起关键作用。因而，地物散射特性的研究是雷达图像解译的依据，也是成像雷达微波遥感定量化研究的基础。地物散射特性通常用散射系数 σ° 来描述。以下介绍几种典型地物的散射特性及图像特征。

1) 裸地、土壤、岩石

(1) 裸地

如裸岩山地、戈壁、海边沙滩、干河床、矿山采掘场、收割后的耕地等主要地面类型，多以杂乱的颗粒状态存在，为典型的粗糙表面。它对入射电磁波的散射作用强。

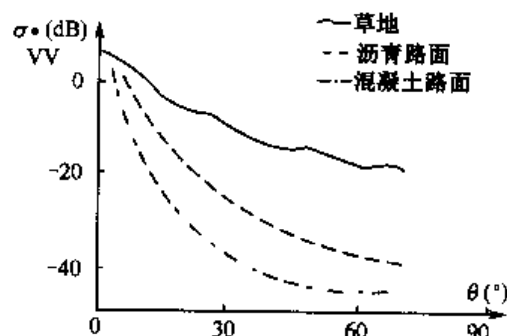


图 5.24 不同地类表面散射特性^[4]

在雷达图像呈亮色调，较易识别。当然随着其湿度的变化，其图像色调有明暗的变化。

至于水泥路面、柏油广场等裸地，一般为光滑表面，对于微波产生镜面反射，雷达天线接收不到回波信号，图像呈暗黑色调，仅在近于垂直入射时，信号强。

图 5.24 为不同地类表面散射特性的比较。图中可见，粗糙表面（草地）的散射系数曲线较为平缓。

(2) 土壤

前面已提到, 土壤的介电常数 ϵ 随土壤含水量的变化十分明显, 它可以使雷达后向散射回波有 20~80dB 的变化, 两者呈线性关系。SIR-B 对土壤水分的研究表明, 1cm^3 土壤中水分若增加 0.1g, 雷达回波将增加 2.3 分贝^[12]。

土壤的后向散射系数, 除受含水量影响外, 还同时受土壤表面粗糙度、土壤结构、土壤化学组成等的影响以及与雷达系统参数有关。但是, 大量实验表明, 在雷达参数和土壤性质同样的条件下, 土壤散射系数的变化, 主要受土壤水分变化的影响。这一特征正是用雷达探测土壤水分的基础。其中, L 波段已被公认是监测土壤水分的最佳波段之一。

微波土壤水分研究的大量实验表明^[13]: 采用频率 5GHz 左右、入射角 $7^\circ \sim 17^\circ$ 间、极化方式 HH 或 VV 的雷达系统参数, 可以使土壤表面粗糙度的影响减到最低; 把土壤湿度经归一化处理表示为田间含水量的百分数, 可以减小土壤颗粒结构类型的影响。在此条件下, 裸土散射系数 σ° (dB) 与田间含水量的百分数 mf 之间的关系式为: $\sigma^\circ = 0.148 \text{ mf} - 15.96$, σ° 与 mf 的相关系数为 0.85; 在有植被覆盖的情况下, 则 $\sigma^\circ = 0.133 \text{ mf} - 13.84$, σ° 与 mf 的相关系数为 0.92。

(3) 岩石

岩石的散射特性主要取决于它们的元素组成。暗色矿物 (Fe, Mn 等) 含量高的岩石, 介电常数 ϵ 高, 散射回波强; 岩石的吸附水严重干扰矿物岩石的介电常数; 岩石的介电常数还与它的亮度温度之间存在较明显的负相关, 相关系数可达 0.94。通常情况下, 由于岩石表面形状的随意性或上覆有土壤或植被盖层, 很难在实地测量中得到理想的单一岩性的散射系数值。

在雷达图像上, 对岩石地层及地质构造的判断、识别, 主要是借助于岩石的元素组成、表面粗糙度、风化特点、地貌形态等差异所造成的雷达图像色调和纹理结构的差异加以区分, 并效果明显。如新疆柯坪地区的裸露山区 (图 5.18), 可分出六种不同的地质地貌单元, 包括奥陶系 (O)、志留系 (S)、泥盆系 (D)、二叠纪 (P) 地层以及冲洪积扇、盐湖相沉积、第四纪沉积物 (Q_4); 新疆恰奔地区, 在由较高介电常数而引起的强回波以及特征地质背景下, 可揭示其独特的弧形构造及含金构造蚀变带, 发现一个长达 10km 多的含金构造蚀变带, 并采样证实^[12]。

2) 植被、农作物

(1) 植被

影响植被回波大小的因素主要是它的含水量、粗糙度、密度、结构等。按地面实际尺度大小植被粗糙度可分为^[14]

- 微粗糙度: 尺度小于 1 个分辨单元, 仅与植被本身参数 (叶子、树冠的空间尺寸) 有关, 图像亮度主要受波长、俯角影响。

- 中等粗糙度: 尺度有数十至数百个分辨单元, 与植物的密度、高差及分布有关, 多与图像纹理有直接关系。

- 宏粗糙度: 为前两者与地形起伏叠加的综合反映, 其图像强度主要受地面坡度影响。

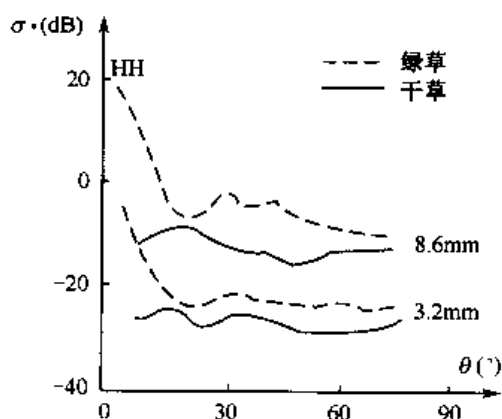


图 5.25 不同频率、不同含水量的草对散射的影响^[4]

观测方向和俯角也是植物分析的重要参数。合适的观测方向可以在图像上清晰地显示出自然植被的界线，耕地的图型，并可利用阴影估计植株的高度；合适的俯角可减少土壤特性对植被分析的影响。图 5.25 显示不同频率、不同含水量的草（绿草、干草）对散射的影响。从图中可见，含水量增加，散射系数增大；波长增大，散射系数减小。

由于植被特殊的去极化效应（即由于表面粗糙和非均质体引起的多次散射与体散射可造成极化方式的转换面产生正交极化的回波），使多极化图像鉴别植物类型更为有效。如对不同极化图像进行主成分变换，第一主成分

(PC_1) 主要反映土壤、农田、树木等反差较大的地物；第二主成分 (PC_2) 增强了地物的差异；第三主成分 (PC_3) 突出了弱回波目标和阴影，而它们的合成图像有效地增强了植物信息。对于森林，L 波段可穿透树叶、树枝，而得到树干的回波，因而 L 波段的 SAR 图像对森林蓄积量的估算具有特殊的能力。

(2) 农作物

不同农作物的散射回波差异一般较小，但是农作物表面常常是粗糙表面，具有去极化作用，故利用其多极化信息，再结合多波段及多时相的变化信息能较好地地区分不同农作物。

研究表明：作物的散射特性在整个电磁波入射角变化范围内，呈现出对入射角变化

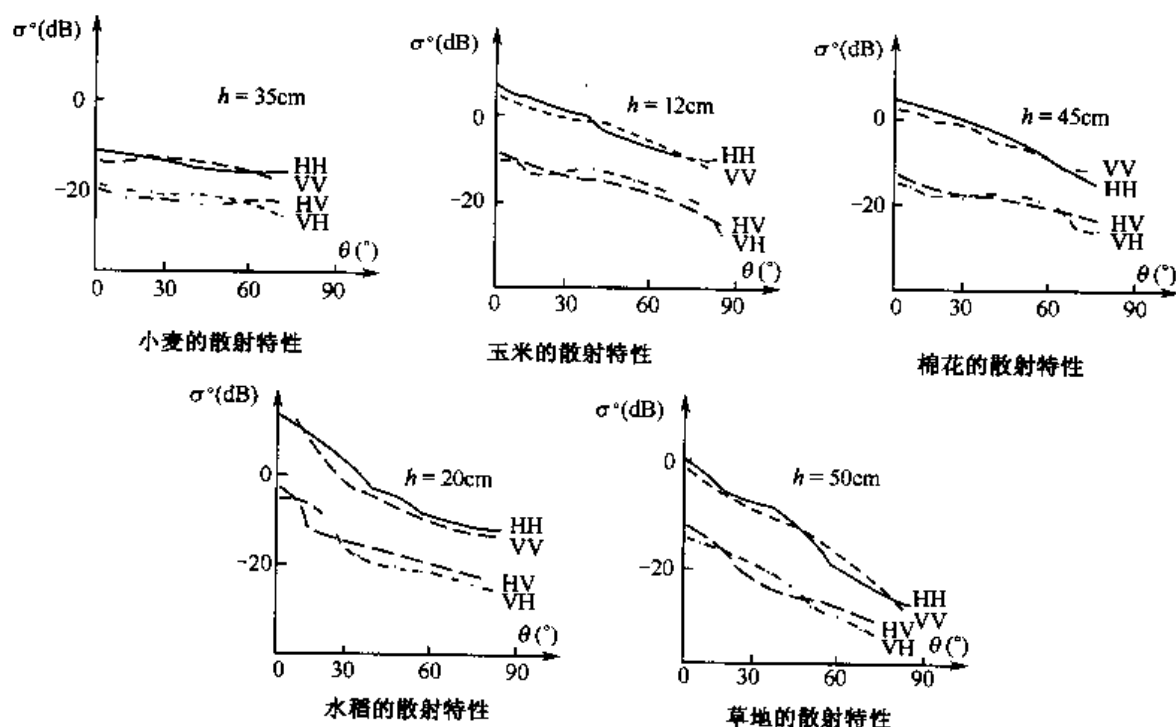


图 5.26 不同极化方式对不同作物和草地散射特性的影响^[4]

不灵敏的趋势；不同作物因叶穗形状、密度、取向及含水量不同，散射强度值有所差异；许多情况下，作物的散射回波是植物和土壤的回波的叠加，土壤的影响集中表现在近垂直入射区；严重的病虫害，对作物的散射特性常有较明显的影响。

图 5.26 为不同极化方式对不同作物和草地散射特性的影响。从图中可见，同一地类对同向极化（HH、VV）或交叉极化（HV、VH）散射特性差异很小；而在同向与交叉极化之间存在 5~15dB 的差异；曲线之间基本平行，对入射角不甚敏感，仅水稻、草地在接近垂直入射时散射系数增大，这主要是因背景物（土壤、水）回波叠加引起的。

3) 冰雪

一般说来，冰层为光滑表面，因镜面反射而呈黑色；融冰期水面的浮冰破坏了镜面反射使雷达回波显著增强，在雷达图像上呈黑色条带或斑块上夹杂着亮点的影像特征。

雪是地物表面的覆盖层，对地物的粗糙度有平滑作用，雷达图像上呈暗灰色。此外，雪的微波反射小，易被微波穿透，因而雷达图像可显示积雪层以下的地面回波信息。也就是说，雪的散射回波中叠加着地物回波的背景噪声。积雪的回波强度随雪中含水量的增加而增加。新雪可被看作是空气和冰的混合物，而多年积雪则形成雪粒及冰川。两者色调和纹理均有差异，并可以利用 400MHz（P 波段）和 13.3GHz（Ku 波段）的微波对冰层的不同散射特征进行冰层分类。

雷达微波遥感的目的在于通过传感器所记录的散射功率的分布来探知地而目标的性质。微波与地面目标的相互作用是复杂的，它受多方面因素的控制。因而通过电磁波的散射特征来反演求解地而目标是一个非常复杂的问题。

首先，地面目标的散射特性，不仅有几何的（形状、大小、结构、粗糙度等）和物理的（介电常数、湿度等），而且地物的几何特征参数与物理特征参数是同时包含在散射场的信息中，两者关系极其复杂。目前对它的认识还很不够，要分离它们更是困难。

其次，即使在给定的地面几何参数及电学参数情况下，要研究空间散射场或散射功率的分布特征，需要考虑地物界面的粗糙度、地物介质的均匀性以及体散射等问题。这就需要建立各种散射理论模型和数值模拟方法，如采用几何光学、物理光学等多种方法求解表面散射问题；并通过辐射传递方程等方法解决体散射问题。

显然，加强对介电特性、微波辐射特性、散射特性、穿透特性、极化特性等的基础理论研究，建立起一套不同地面目标、不同条件下的各种参数数据库（地面粗糙度、介电常数、散射系数等），以及建立一套自动识别、解译地面目标的新方法，是微波遥感定量化发展必须解决的核心问题。

2. 雷达图像的处理

雷达图像在成像机理、图像特性等方面与光学遥感图像有很大的不同。因而在图像处理方法上也存在许多差异，如特殊的辐射和几何纠正、天线方向图校正、去斑点噪声等，以及通过分维、小波等算法提取其丰富的纹理信息，用神经网络，上下文分类等处理进行雷达图像分类等。目前对于一些较完备的遥感图像处理软件系统均具备专门的雷达图像处理模块。下面仅就应用分析中常遇到的基本问题作一简单地讨论。

1) 辐射定标与辐射纠正

未经辐射标定的图像,虽然能够满足一般定性分析的精度要求,但要进一步定量研究,必须对雷达数据进行辐射定标。所谓辐射定标指对雷达图像的灰度级相对于标准雷达截面积进行标定,以便从图像灰度级得到目标回波的定量值。由于雷达系统输入的是目标回波能量,输出的是图像亮度,输入量与输出量之间的关系称为传递函数。严格地说,只有确定了这一传递函数才能利用雷达图像进行定量分析。但雷达系统总传递函数是由各个子系统的传递函数组成,目前的图像定标一般采用标准反射器和标准信号源相结合的方法来解决。

在图像处理中,则是利用图像参数和现成的算法,重新计算雷达图像的亮度值和后向散射系数 σ° 。如

$$B_{ij} = \lg[(DN^2 + A_0)/A_j] \quad (5.11)$$

式中:DN 为原始图像 i 行 j 列像元灰度值; B_{ij} 为纠正后图像 i 行 j 列像元灰度值;

A_0 为增益偏移量; A_j 为增益比率查找表值。 A_0 、 A_j 由头文件给出。

$$\sigma_{ij}^\circ = B_{ij} + 10\lg[\sin(\theta_j)] \quad (5.12)$$

式中: θ_j 为第 j 个像元的入射角。

$$\theta_j = \arcsin[(R_e + H)\sin(\varphi_j)/R_j] \quad (5.13)$$

式中: R_e 为地球半径; H 为轨道高度; φ_j 为第 j 像元的球心角; R_j 为第 j 像元的斜距。均可通过头文件所提供的参数和现成的算法计算。

2) 去斑点噪声

光斑噪声(即相干噪声, coherent noise)是一种与信号有关的噪声。它是由于雷达成像过程中相干处理造成的。即每个地面单元的总回波(包含幅度和相位)是各个散射点回波的相干叠加, 遥感器稍有移动时该点的回波信号会发生变化, 同一目标会被照射多次, 须相干处理后方可成像。同样相邻两个同质观测单元回波信号也会不同, 像元间会出现亮度变化, 则在雷达图像上呈颗粒状散布的斑点(speckle)。它对雷达图像的解译影响很大。它不仅限制了辐射分辨率, 影响到对不同信号强度的分辨能力, 而且降低了对地面目标、结构的识别能力, 并对专题特征提取和分类造成障碍。

在雷达遥感中, 斑点噪声不宜通过提高信噪比来改善, 而是通过成像过程中的多次观测技术或滤波方法来压制噪声。前者指的是多频率或同频率多次观测, 将 N 次的图像进行非相干相加, 可降低斑纹噪声的 \sqrt{N} 倍 (N 为 2~4 最佳)。这种处理虽降低了图像的方位分辨率, 但提高了图像的可读性。后者多是在雷达图像的应用分析中, 通过选用适当的滤波技术等来达到去斑点噪声的效果。滤波方法很多, 一般用中值、均值滤波等传统方法, 但它在平滑噪声的同时损失了边缘信息; 还有模型法、局域统计自适应滤波、几何滤波、分级滤波等方法^[9]。

3) 几何纠正

由于雷达图像存在着多种几何畸变, 雷达图像的几何纠正一般采用雷达图像模拟法

(即控制点库方法)。具体方法是利用数字地形模型 DTM 和雷达成像参数产生一幅无畸变的雷达模拟图像;再用多项式拟合法,根据选定的控制点和控制线对实际雷达图像进行初步校正,并与几何模拟的雷达图像进行配准;然后对雷达图像进行地形畸变校正;最后对阴影、叠掩、透视收缩区域分别进行灰度处理。

应该说明的是,与光学图像相比,SAR 图像上由高程引起的几何位置误差要严重得多,约是 SPOT 卫星影像的 4~5 倍(相同观测角下),也就是说在高差约为 400~500m 的地区,高程引起的视差将是主要几何误差,而同等条件下的 Landsat 和 SPOT 影像的误差主要是由系统误差引起的^[9]。因而 SAR 图像的地形畸变校正(几何精校正)在许多情况下是十分重要的。

雷达图像处理是复杂的,尤其是对非平坦地区由于地形所引起的几何和辐射干扰的校正处理,国内外学者作了许多前沿性的研究,有兴趣者可进一步看相关文献。

§ 5.3 极化雷达与干涉雷达

多波段、多极化的合成孔径雷达,可以获得地物不同波段雷达的回波响应及线极化状态下同极化与交叉极化信息,可以更准确地探测目标特征。下面我们简单介绍一下极化雷达和干涉雷达两个概念。

5.3.1 极化雷达

极化雷达,指在极短的间隔中发射 H、V 极化波脉冲,并同时接收 H、V 回波。因此,它既记录了相干回波信号的振幅变化,又记录了不同极化回波间的相位变化(相位差)。也就是说,它记录了地面每个分辨单元的后向回波散射信息,包括每种极化状态的散射振幅和相位差。通过极化合成,可以求出被测地物像元全散射矩阵,并进一步求得散射系数;再通过极化响应的分析,可以得出地物不同极化特征的散射系数的变化。因而,极化雷达能获得比常规成像雷达更多的回波信息,更有利于解释地物散射特性。

为了更好地解释地面散射特征,往往还可对所获得的各种极化信息进行极化度(指部分极化波中极化回波部分功率所占的比例)、相位差(H 波与 V 波同极化后向散射回波的时间差异)、同极化率、交叉极化率等的特征提取,进而自动识别并提取地面参数。

5.3.2 干涉雷达

干涉雷达,指采用干涉测量技术的合成孔径雷达(InSAR),也有称双天线 SAR 或相干 SAR。它通过两条侧视天线同时观测,或一定时间间隔的两次平行观测,来获得地面同一景观两次成像的复图像对(包括强度信息和相位信息)。由于目标与两天线位置的几何关系,则得到地面目标回波的相位差信号,经两个复图像的复相关形成干涉纹图(interferogram)。

干涉纹图包含了斜距方向上的图像点与两天线位置差的精确信息。因此,利用遥感器高度、雷达波长、波束视向及天线基线距(baseline)之间的几何关系,可以精确地测量出图像上每一点的高程信息,从而获得高分辨率的地表三维图像。在航天平台往往用重复轨道来实现双天线达到的效果。

干涉雷达可分为距离向(across-track,或空间模式)、方位向(along-track,或时间模式)、重轨(repeat-pass)等三种工作模式。

距离向模式指干涉雷达两个天线的基线距与飞行方向垂直。重轨模式的成像几何关系实际与距离向模式相仿。如图 5.27 所示假设有两条天线接收同一目标产生的回波信号,两条天线是确定的,且视向相同,则两条天线接收信号的路径分别为 r_1 、 r_2 ,则其路径差 Δr 为 $\Delta r = |r_2 - r_1|$,若考虑系统使用同一天线作为发射源(例如重复轨道干涉处理)则路径差产生的相位差为

$$\phi = 4\pi/\lambda \cdot \Delta r = 4\pi f/c \cdot \Delta r \quad \Delta r = B \cos(\theta - \theta_b) \quad (5.14)$$

式中: λ 为波长; f 为频率; c 为雷达传播速度,即光速; B 为两天线间基线距; θ 为入射角; θ_b 为天线基线与飞行水平面法线间的夹角。

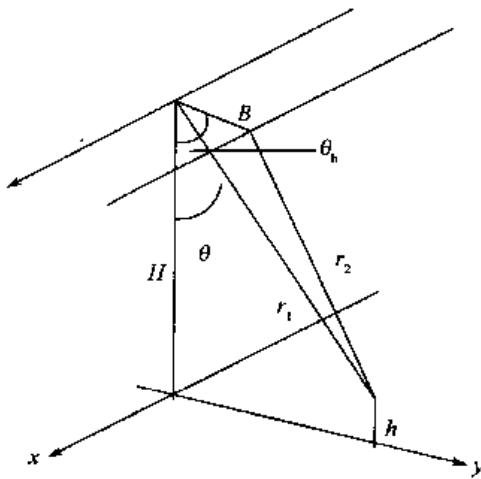


图 5.27 干涉雷达成像原理示意^[9]

干涉雷达可以全天时、全天候、近实时获得大面积地球表面三维地形信息,空间分辨率高,对大气和季节的影响不敏感。尤其是差分干涉雷达技术(D-InSAR)——利用三次观测(两张干涉图),进行微小运动或变化测量,对地表垂向运动和运动目标十分敏感,精度可达毫米量级^[15],在地形变测量、地形制图、军事应用、海况监测、冰川运动监测、森林高度测量、作物生长变化等方面具有很大的应用潜力。

随着一系列雷达卫星升空,干涉雷达的研究也逐步深入。干涉雷达技术获取地面三维信息的算法已趋成熟,一些商业软件已出现,一些星载 InSAR 计划也相继提出。如美国的航天飞机雷达地形测图(SRTM——shuttle radar topography mission),已于 2000 年 2 月 11 日利用“奋进号”航天飞机的 InSAR 技术,获得除极区以外约占地球表面 80% 的三维雷达数据,测量地形精度达 16m (C 波段垂直精度为 10m, X 波段垂直精度为 6m),这是对全球表面最精确、最全面的一次测图;美国 NASA 还将发射地形卫星(TOPSAT)利用 InSAR 技术获取全球高精度的数字高程数据库,地面精度为 2m (高度)和 30m (水平);加拿大将发射 Radarsat-2 具有全极化测量能力;欧空局于 2002 年将发射 Light SAR 为 L 波段、多极化、具有干涉测量、扫描模式的实用化成像雷达等等。这些星载多波段、多极化干涉雷达可以方便地生成描述地形的数字高程模型和研究地表三维形变,将大大推动雷达遥感和遥测制图的新发展。

§ 5.4 星载雷达遥感系统

表 5.5 为已发射的主要航天合成孔径成像雷达系统的一览表。其中需要说明的是：

1. 航天飞机成像雷达 (Shuttle Imaging Radar——SIR)

美国航天飞机从 1981 年发射 SIR-A 以来, 已三次携带成像雷达系统, 并且每次都有较大的改进。SIR-B 较 SIR-A 主要有两点改进。一是, 首次具有可自动调节入射角的数字系统装置, 可以用 $15^{\circ} \sim 60^{\circ}$ 间至少 6 个不同的入射角获取信息, 因而同时得到某一地区几个不同方位的地面覆盖, 具有立体成像能力。二是具有更高的空间分辨率。距离分辨率为 $46 \sim 14\text{m}$ (即入射角 15° 时 46m , 60° 时 14m), 方位分辨率为 25m 。SIR-C/X-SAR 为惟一的多波段、全极化, 并具有干涉测量能力的航天雷达系统。它有 L、C、X 波段, 其中波长 23.5cm 的 L 波段和波长 5.7cm 的 C 波段均可以提供 4 种极化 (即 HH、VV、HV、VH) 回波的相位差数据, 而获得全极化信息; X 波段为 VV 极化方式。它们组成不同的成像模式。

表 5.5 主要航天合成孔径成像雷达 (SAR) 系统的特点

参 数	SIR		SIR-C/X-SAR	ALMAZ-1	ERS-1	ERS-2	JERS-1	Radarsat
	A	B						
发射日期	1981. 11	1984. 10	1994.4.10	1991.3.31	1991.7.17	1995 春	1992.2.11	1995.11.4
轨道高度 (km)	245~260		225	300~360	785	785	568	798
波长 (cm) / 波段	23.5/L		23.5/L.C.X	10/S	5.7/C	C	23/L	5.6/C
极 化	HH		全极化	HH	VV	HH	HH	HH
入射角	$47^{\circ} \sim 53^{\circ}$	$15^{\circ} \sim 60^{\circ}$	$15^{\circ} \sim 60^{\circ}$	$30^{\circ} \sim 60^{\circ}$	23°	24°	35°	$10^{\circ} \sim 60^{\circ}$
距离分辨率 (m)	40	46~14	10~60	30	30	25	18	9~100
方位分辨率 (m)		25	30	10~15	30	25	18	9~100
覆盖宽度 (km)	50		15~90	2×350	100	100	75	45~500
发射国家	美国		美国	前苏联	欧空局	欧空局	日本	加拿大
工作寿命 (年)				2/18 月	2~3	2~3	2	5
转道周期/ 重复观测周期				5~11/ 1~3	35/ 16~18	35/ 16~18	~44/-	24/3 ⁺
其他传感器				辐射扫描 仪 RMS	雷达高度 计、扫描 辐射计		光学遥感 器 OPS	8 种工作 模式

1994 年 4 月, 美国航空航天局 (NASA) 主持了一项航天飞机成像雷达的全球性合作计划, 我国及德、意、英等 13 国参加。SIR-C/X-SAR 飞行了 20 余天, 获得了大量数据, 包括我国的新疆、内蒙古、华北、广东、海南、台湾等多个试验区, 我国开展了

两项同步的科学试验^[16]。一是,星—机—地同步雷达遥感综合试验。中国科学院机载合成孔径雷达(CASSAR)X波段(飞行高度7200m),以及地面车载散射计(X、L波段),均进行了实际地物散射系数的同步测量,同时还进行了地表粗糙度、土壤湿度、生物量等测量,为研究雷达成像机理、电磁波在介质中的传输理论及地物识别模型的建立奠定了基础,二是,干沙的穿透性定量试验,证明了L波段对干沙的穿透能力约2m。

2. ERS-1/2

欧空局(ESA)于1991年7月17日发射的欧洲遥感卫星ERS-1,携带了C波段的主动微波仪(AMI)。对于航天雷达遥感,它首次用了较短的C波段(波长为5.7cm,频率5.3GHz),首次用VV极化,以及首次选用较陡的入射角(23°)。1995年4月发射的ERS-2,采用与ERS-1串行模式,提供了只有一天间隔的ERS SAR数据,用于快速变化现象的监测。此外,ERS-2与ERS-1的配合,为干涉雷达(In SAR)的研究提供了可靠的数据保证。

3. Radarsat

加拿大雷达卫星Radarsat突出的特点是,按照入射角、覆盖宽度、空间分辨率不同的组合,可有8种不同的工作模式。其中高分辨率的精细模式(Fine resolution)空间分辨率可达9m,覆盖宽度45km;而宽覆盖模式,则空间分辨率仅100m,但扫描宽度可达510Km,具有全球快速成像能力。

参 考 文 献

- [1] [美] Elachi C.,王松皋等译,1995,遥感的物理学和技术概论,气象出版社。
- [2] [日] 遥感研究会编,刘勇卫、贺雪鸿译,1993,遥感精解,测绘出版社。
- [3] Lillesand Thomas M. & Kiefer Ralph W., 1994, Remote Sensing and Image Interpretation, (3rd Ed.), John Wiley & Sons, Inc.
- [4] 舒宁 编著,2001,微波遥感原理,武汉大学出版社。
- [5] American Society of Photogrammetry (ASP), 1983, Manual of Remote Sensing, 2nd ed., ASP, Falls Church, VA.
- [6] F. 萨宾 著,1980,遥感原理与解译,地质出版社。
- [7] 邵芸、郭华东、刘浩,1995,航天飞机成像雷达 SIR-C/X-SAR 穿透试验研究,遥感科学新进展,北京:科学出版社。
- [8] Nicholas M. Short, et al., 2000, The Remote Sensing Tutorial, CD-ROM.
- [9] 陈述彭、童庆禧、郭华东主编,1998,遥感信息机理研究,科学出版社。
- [10] Campbell James B., 1987, Introduction to Remote Sensing, the Guilford Press, New York, London.
- [11] 曾琪明、焦健,1998,合成孔径雷达遥感原理及应用,遥感信息, N4.
- [12] 郭华东,1995,雷达对地观测科学研究,遥感科学新进展,北京:科学出版社。
- [13] 舒士畏、赵立平,1988,雷达图像及其应用,中国铁道出版社。
- [14] 赵立平,1987,微波遥感中的散射特性研究,环境遥感, 2(3):229-234.
- [15] Didier Massonnet, 1997, Satellite Radar Interferometry, Scientific American.
- [16] 王超、郭华东、李林,1996,星机地雷达遥感试验,科学通报, 41(4).
- [17] 陈述彭、赵英时,1992,遥感地学分析(修订本),台湾中国文化大学出版。
- [18] 陈述彭 主编,1990,遥感大辞典,科学出版社。
- [19] 孟佩 主编,1982,微波遥感,华中工学院出版社。
- [20] 汪国铎等,1989,微波遥感,电子工业出版社。

- [21] 舒士畏、洪峻、林兵, 1991, 目标的雷达图像特征及其提取方法的研究, 雷达图像分析及地质应用, 科学出版社.
- [22] 舒士畏、洪峻、秦少杰, 1991, 雷达图像的几何特点及计算机模拟, 雷达图像分析及地质应用, 科学出版社.
- [23] M. W 著 陈春林、顾昌贤 译, 1983, 陆地和海洋的雷达反射特性, 国防工业出版社.
- [24] 王超, 1997, 利用航天飞机成像雷达干涉数据提取数字高程模型, 遥感学报, 1(1):46-49.
- [25] 王超等, 2000, 张北-尚义地震同震形变场雷达差分干涉测量, 科学通报, 45(23):2550-2554.

第6章 遥感图像解译与处理

§ 6.1 遥感图像的解译

遥感图像是地物电磁波谱特征的实时记录。人们可以根据记录在图像上的影像特征——它包含着地物的光谱特征、空间特征、时间特征等，来推断地物的电磁波谱性质。不同地物，这些特征和性质不同，在图像上的表现不一，因而可根据它们的变化和差异来识别和区分不同的地物。也就是说，遥感图像的解译是通过遥感图像所提供的各种识别目标的特征信息进行分析、推理与判断，最终达到识别目标或现象的目的。但是，图像上所提供的这些信息并非直接地呈现在我们的面前，而是通过图像上复杂形式的色调、结构及它们的变化表现出来。为了解译这些信息，我们必须具备图像解译方面的背景知识。这就是专业知识、地理区域知识、遥感系统知识。

所谓专业知识，指需要熟悉所解译的学科及相关学科的知识。包括对地物成因联系、空间分布规律、时相变化以及地物与其他环境要素间的联系等知识。比如遥感地质找矿，首先需具备地层、构造、蚀变带等与找矿直接相关的地质知识和经验。此外，由于图像记录的是多种信息的综合，且往往有意义的地质现象被植被、土壤所覆盖，因而还需要了解植物、土壤等相关知识，并能将这些知识有机地联系起来。可见，图像解译人员需要具备应用学科之间较综合的知识。

所谓地理区域知识，指区域特点、人文自然景观等。每个区域均有其独特的区域特征，即地域性，它影响到图像上的图型结构等。因而，图像解译时，解译者对这一地区的了解是相当重要的。它能帮助直接识别、认识地物或现象。

当然，对于遥感系统知识是基本的。解译者必须了解每张图像是怎样生成的；不同的遥感器是如何描述景观特征的，它采用了何种电磁波谱段，具有多大的分辨率，用什么方式记录图像，以及这些因素是如何影响图像，怎样从影像中得到有用信息等。

人们在日常生活中，看报、看杂志、看电视等，多已具备解译图像的基本经验。如识别明暗的复杂差异，区别图像的不同结构，识别大小关系、复杂的形状与特征等。这是人们所固有的图像分析能力。但是，遥感图像解译与我们日常的观察习惯有3点不同。一是遥感图像通常为顶视，而不同于平日里的透视；二是遥感图像常用可见光以外的电磁波谱段，而大多数我们所熟悉的特征在可见光内外谱段，可以表现得十分不同；三是遥感图像常以一种不熟悉或变化的比例和分辨率描述地球表面。因此，对于初学者需要多对照地形图、实地或熟悉地物的观测，以增强立体感和景深印象，纠正视觉误差，积累图像判读经验。可见，遥感图像的解译过程是个经验积累的过程。为了提高识别物体和特征的能力，需要训练、学习和经验。这对初学者尤为重要。

遥感图像的解译过程，可以说是遥感成像过程的逆过程。即从遥感对地面实况的模拟影像中提取遥感信息、反演地而原型的过程。遥感信息的提取主要有两个途径，一是

目视解译,一是计算机的数字图像处理。对于前者,解译者的知识和经验在识别判读中起主要作用,但难以实现对海量空间信息的定量化分析;对于后者,尽管它是对遥感原始数据的计算机处理,速度快,数据处理方式灵活多样,但是它的整个处理过程多是以人机交互方式进行的,各种处理算法的“好与坏”往往离不开人工判读或人的经验与知识的介入。而且它主要利用地物的光谱特征,多是通过训练区或数据的统计分析为基础的,难以突出遥感信息所包含的地学内涵,因而对复杂的地理环境要素难以进行有效的综合分析,且对地物空间特征的利用不够。两种方法各有利弊、两者的结合才更为有效。这部分内容将在本章加以讨论。

遥感信息提取主要包括图像识别、图像量测、图像分析三方面内容。

6.1.1 图像识别

图像解译的首要一步是图像识别,其实质是个分类的过程,即根据遥感图像的光谱特征、空间特征、时相特征,按照解译者的认识程度,或自信程度和准确度,逐步进行目标的探测、识别和鉴定的过程。这里的所谓“探测”是指首先确定一个目标或特征的客观存在,如图像上这儿有个不规则的暗斑,那儿有个规则亮斑等;所谓狭义的“识别”是指在更高一层的认识水平上去理解目标或特征,并把它粗略地确定为某个十分普通的、大类别中的一个实体。如确定那个不规则的暗斑为水体,另一个规则亮斑为植被等;所谓“鉴定”是指进一步根据图像上目标的细微特征,以足够的自信度和准确度,将上述“识别”的这个实体,划归某一种特定的类别中,如该植被实体或是林地,或是草地,或是农田,甚至可能细分为农田中的水浇地,或麦田等。可见,上述的“探测”—“识别”—“鉴定”的分类过程本身就是解译者自信度与准确度(或指“正确”的概率)不断提高的认识深化过程。事实上,人们正是遵循着这一认识规律去观察、去识别周围的事物和现象的。面对复杂的遥感图像,人们不仅能通过色调、形态等去认识、理解它,而且能熟练地运用个人的背景知识、相关信息、多种概念和多学科分析来认识事物和现象,并进一步推导出它们之间的关系。

遥感图像的解译是从遥感影像特征入手的。影像特征不外乎色、形两个方面。前者指影像的色调、颜色、阴影等,其中色调与颜色反映了影像的物理性质,是地物电磁波能量的记录,而阴影则是地物三维空间特征在影像色调上的反映;后者指影像的图型结构特征,如大小、形状、纹理结构、图型格式、位置、组合等。它是色调、颜色的空间排列,反映了影像的几何性质和空间关系。遥感图像的解译,依赖于具体应用目的和任务。但是,任何目的的解译均要通过基本解译要素和具体解译标志来完成。

图像识别就是指根据人的经验和知识,通过图像解译的基本要素和具体的解译标志来识别目标或现象。

1. 解译要素

遥感影像特征的色与形,可具体划分为遥感解译的8个基本要素。即,色调或颜色、阴影、大小、形状、纹理、图案、位置、组合等。分别说明如下:

(1) 色调或颜色 (Tone or Color),指图像的相对明暗程度(相对亮度),在彩色图

像上色调表现为颜色。色调是地物反射、辐射能量强弱在影像上的表现。地物的属性、几何形状、分布范围和规律都通过色调差异反映在遥感图像上,因而可以通过色调差异来识别目标。色调的差异多用灰阶表示,即以白→黑不同灰度表示,一般分为10~15级。由于人眼识别色彩的能力远强于灰度,因而往往利用彩色图像的不同颜色来提高识别能力和精度。这里有两点需要说明的。一是解译者必须了解该解译图像中影像色调的支配因素。如可见光-近红外的摄影或扫描图像,均反映地物反射波谱特征的差异,涉及到地物的物质组成、水分含量等,而热红外图像则反映地物发射特征的差异,是地物温度差的记录,雷达图像反映地物后向散射能量的差异,涉及到地物介电常数、表面粗糙度等物理性质;二是影像色调受多种因素影响,除了受目标本身的波谱特征因时因地、因环境变化而变化外,还受到成像高度、成像时间(光照角度、强度)、观察角度、遥感器、成像材料、成像后处理等多种因素的影响。因而,用色调解译要特别小心,且色调一般仅能在同一像片上进行比较。对于多张像片的比较,色调不能作为稳定而可靠的解译标志。

(2) 阴影(Shadow),指因倾斜照射,地物自身遮挡光源而造成影像上的暗色调。它反映了地物的空间结构特征。阴影不仅增强了立体感,而且它的形状和轮廓显示了地物的高度和侧面形状,有助于地物的识别,如铁塔、高层建筑等,这对识别人文景观的高度和结构等尤为重要。地物的阴影可以分为本影和落影,前者反映地物顶面形态,迎面与背面的色调差异;后者反映地物侧面形态,可根据侧影的长度和照射角度,推算出地物的高度。当然阴影也会掩盖一些信息,给解译工作带来麻烦。

(3) 大小(Size),指地物尺寸、面积、体积在图像上的记录。它是地物识别的重要标志。它直观地反映地物(目标)相对于其他目标的大小。解译时往往从熟悉的地物入手(如房屋、高速公路、河流等),建立起直观的大小概念,再推测和识别那些不大熟悉目标的大小。若提供图像的比例尺或空间分辨率,则可直接测得目标的长度、面积甚至运动速度(车辆、海浪等)等定量信息以辅助判别。

(4) 形状(Shape),指地物目标的外形、轮廓。遥感图像上记录的多为地物的平面、顶面形状,侧视成像雷达则得到侧视的斜像。地物的形状是识别它们的重要而明显的标志。不少地物往往可以直接根据它特殊的形状加以判定,如河曲、冲洪积扇、果园、火山锥、雷达站等。

(5) 纹理(Texture)即图像的细部结构,指图像上色调变化的频率。它是一种单一细小特征的组合。这种单一特征可以很小,以至于不能在图像上单独识别,如叶片、叶部阴影、海滩的砂粒、河床的卵石等。目视解译中,纹理指图像上地物表面的质感(平滑、粗糙、细腻等印象),一般以平滑/粗糙度划分不同层次。纹理不仅依赖于表面特征,且与光照角度有关,是一个变化值。同时对纹理的解译还依赖于图像对比度。对于光谱特征相似的物体往往通过它们纹理差异加以识别,如在中比例尺航空像片上的林、灌、草,针叶林粗糙、灌丛较粗糙、幼林有绒感(绒状影纹)、草地细腻、平滑感等。

(6) 图案(Pattern),即图型结构,指个体目标重复排列的空间形式。它反映地物的空间分布特征。许多目标都具有一定的重复关系,构成特殊的组合形式。它可以是自然的,也可以是人为构造的。这些特征有助于图像的识别,如住宅区的建筑群、水田与旱地的不同垄块、果园排列整齐的树冠等。

(7) 位置 (Site), 指地理位置, 它反映地物所处的地点与环境。地物与周边的空间关系, 如菜地多分布于居民点周围及河流两侧; 机场多在大城市郊区平坦地, 堤坝与道路 (色形难分), 堤在河渠两侧, 并与之平行, 道路与居民点相连; 河漫滩与阶地在河谷两侧高低、远近不同部位等。地理及地形部位对植物识别尤为重要, 如有的植被生长于高地、有的植被只能生长于湿地等。

(8) 组合 (Association), 指某些目标的特殊表现和空间组合关系。它不同于那种严格按图型结构显示的空间排列, 而指物体间一定的位置关系和排列方式, 即空间配置和布局。如砖场由砖窑的高烟囱、取土坑、堆砖场等组合而成, 军事目标可能有雷达站、军车、军营及周围配套的军事设施等。

2. 解译标志

解译标志是指在遥感图像上能具体反映和判别地物或现象的影像特征。根据上述 8 个解译要素的综合, 结合摄影时间、季节、图像的种类、比例尺、地理区域和研究对象等, 可以整理出不同目标在该图像上所特有的表现形式。即建立识别目标所依据的影像特征——解译标志。

解译标志可分为直接解译标志和间接解译标志两种。直接解译标志指图像上可以直接反映出来的影像标志; 间接解译标志指运用某些直接解译标志, 根据地物的相关属性等地学知识, 间接推断出的影像标志。如根据道路与河流相交处的特殊影像特征, 可以判断渡口; 根据植被、地貌与土壤的关系, 来识别土壤类型和分布 (如温带针叶林区多为灰化土等); 根据水系的分布格局与地貌、构造、岩性的关系, 来判断构造、岩性, 如树枝状水系多发育在黄土区或构造单一、坡度平缓的花岗岩低山丘陵区, 放射状、环状水系多与环状构造有关, 格状水系多受断裂构造、节理裂隙的控制等; 通过采石场、灰窑、水泥厂, 推断位于石灰岩地区; 通过运动场的大小, 推断学校及规模等等。

需要说明的是, “解译标志”是随着不同地区、不同时段、不同片种等多种因素而变化的, 因而解译标志的建立, 必须有明确的针对性, 通过典型样片, 对典型标志进行实地对照、详细观察与描述。表 6.1 显示三北防护林地区部分土地利用类型在 TM 4、5、3 假彩色合成图像上的解译标志^[1]。

表 6.1 三北防护林土地利用类型解译标志^[1]

代号	地 类	TM 4、5、3 假彩色合成图像	代号	地 类	TM 4、5、3 假彩色合成图像
11	水稻田	暗红 (稻熟期) 或蓝黑色 (未种稻, 但有水), 边界清晰, 色调均匀, 规则块状	14	菜地	红、黄、浅红等色小块相混杂, 各小块内色调均匀, 形状规则 (城镇、居民点周围)
12	水浇地	鲜红、紫红或青灰色条块分明, 边界清晰, 大面积呈网格状, 规则块状	21	果园	红色、橘红色、内部色调较均匀, 形状不规则为多
13	旱地	多为浅红或黄红色斑块, 色调不均, 形状不规则	31	有林地	深红、紫红、暗红色、内部色调较均匀, 形状不规则或规则 (人工片林)

续表

代号	地 类	TM 4、5、3 假彩色合成图像	代号	地 类	TM 4、5、3 假彩色合成图像
32	灌木林	棕红色或红褐色, 或青灰色中带“红雾”, 内部色调不均, 形状不规则	72	湖泊	从蓝色到深黑色, 边界清晰, 常与白色条带(滩地)相邻, 形状不规则
35	苗圃	浅红或橘红色, 内部色调均匀, 边界清晰形状规则	81	荒草地	浅黄色, 灰白色中夹青色, 内部色调不均, 有少许红点, 形状不规则
41	天然草地	红(优质草场)、浅红、棕红、黄红等各种色调相混杂, 内部色调不均, 边界不明显, 形状不规则	82	盐碱地	白色、灰白色中带黄点或红、黄条, 内部色调较均匀, 边界不明显, 形状不规则
43	人工草地	淡黄色, 内部色调不均匀, 边缘整齐, 形状规则	84	沙地	黄白色、灰白色, 色调不均匀, 有明显波状起伏或蜂窝状, 形状不规则
51	城镇用地	青灰、灰黑色, 折线轮廓明显, 内部色调不均, 形状有规则	86	裸土地	灰白色或白色片状, 内部色调较均匀, 边界不明显, 形状不规则
52	农村居民点	紫红色中夹青灰色, 内部色调不均, 形状不规则的斑块	87	戈壁	墨绿或黑色中带绿色条带, 呈明、显冲积扇形, 色调较均匀, 边界明显
61	铁路	灰黑色曲线条(直线条)	88	裸岩	青灰色中有明显沟状, 立体感强, 内部色调不均, 形状不规则
62	公路	紫红色或紫褐色直线(曲线)条			
71	河流	蓝褐色, 宽窄不一, 色调不均, 或蓝色色调较均匀, 流线状弯曲长条状			

6.1.2 图像量测

图像量测主要指在已知图像比例尺的基础上, 应用图像的几何关系, 借助简单工具、设备(如立体镜、测图仪等)或软件, 测量和计算目标物的大小、长度、相对高度等, 以获得精确的距离、高度、面积、体积、形状、位置等信息。这方面的发展已派生出一门独立的学科——数字摄影测量学。它不仅已从摄影像片延伸到对各类数字遥感图像的相应量测, 而且量测工作从二维延伸到三维立体及仿真模型的量测。

此外, 图像量测还包括对光学反射波段图像, 借助于光度学的知识和特殊设备(如密度计)量测光的密度, 即通过测定图像的色调(密度)来估算目标物的亮度; 对光学辐射波段图像, 应用地物辐射原理和光谱辐射计, 量测可见光以外的辐射强度等方面。

对于各项量测结果, 一般需要进行列表、统计计算, 以获得精确的数据和总体概念, 提供进一步定量分析和应用。

6.1.3 图像分析与专题特征提取

图像分析是指在图像识别、图像量测的基础上, 通过综合、分析、归纳, 从目标物的相互联系中解译图像或提取专题特征信息, 即定性、定量地提取和分析各种信息。

图像分析及专题特征提取, 包括特定地物及状态的提取、指标提取、物理量的提

取、变化检测等^[2]。

(1) 特定地物及状态的提取。如通过线性构造、环形构造及构造玫瑰统计图等的绘制,分析区域的构造格局、构造应力场;通过矿化蚀变带的提取,指导找矿;通过考古遗迹、古岸线痕迹的提取,研究古地理环境及其变化;通过火点、火线、林火范围,洪水淹没区等灾害状态的识别,了解灾情及研究对策等等。

(2) 物理量的提取。如由遥感立体像对测得的高程数据,派生出坡度、坡向、相对高差、地表粗糙度等一系列地形因子;通过对可见光-近红外波段图像光密度值的测量,推算目标的相对反射率;通过对热红外图像测量的辐射值,推算目标的表面温度、湿度等。

(3) 特定指标提取。即根据量测、估算的亮度、辐射值,通过数值的各种运算提取有特征意义的指数如植被指数、泥沙流混浊指数、亮度指数、土地覆盖指数、沙化指数、温度指数、湿度指数等。

(4) 变化检测:从多时相遥感信息中检测目标的变化。如土地覆盖变化、海岸河口变化、河道变迁、城市发展、环境变化等。变化检测信息的提取有多种方法,将在后面专门论述。

综上所述,遥感图像的目视解译是遥感应用分析中最基本的工作和必不可少的研究手段。它是把解译者的专业知识、区域知识、遥感知识及经验介入到图像分析中去,根据遥感图像上目标及周围的影像特征——色调、形状、大小、纹理、图型等以及影像上目标的空间组合规律等,并通过地物间的相互关系,经推理、分析来识别目标。它不仅限于对各种地物本身的识别,还能利用影像的综合性、宏观性,通过地物间的相互关系,对各自然要素进行综合分析。也就是说,它将图斑信息置于整幅图像中,分析它与各类信息间的属性和空间关系,引出判读者的多种知识(地理学、地貌学、土壤学、地质学、生态学、农学、气象学等知识),进行综合推理、分析比较,最后作出判断。从这个意义上讲,由于它充分利用了判读者的知识、经验,这要比计算机的内存和判断更为高明,因而目视解译是遥感图像解译最基本的方法,是区域景观分析的主要手段。但是,目视解译速度慢、定量精度受到限制,且往往带有解译者的主观随意性。为了提高图像解译的水平,不仅要求解译者掌握、分析研究对象的波谱特征、空间特征、时间特征等,了解遥感图像的成像机理和影像特征,而且离不开对地物地学规律的认识以及对地面实况的了解,只有这样才能从影像提供的大量信息中,去伪存真,提取出所需要的专题特征信息。事实上,从遥感图像上所获得信息的类型和数量,除了与研究对象的性质、图像质量密切相关以外,还与解译者的专业知识、经验、使用方法及对干扰因素的了解程度等直接相关。

6.1.4 遥感解译过程的复杂性

遥感解译过程是复杂的,它是由许多因素所决定的。首先,遥感图像所显示的是某一区域特定地理环境的综合体。遥感提供的是一种综合信息。这种“综合”表现在两个方面,一是地理要素的综合,它反映的是地质、地貌、水文、土壤、植被、社会生态等多种自然、人为要素的综合,这些因子是密切相关、交织在一起,往往难以区分;二是

遥感信息本身的综合。它可以是不同空间分辨率、不同波谱分辨率、不同时间分辨率、不同辐射分辨率遥感信息的综合。

其次, 遥感数据所对应的地理环境又是一个复杂的、多要素的、多层次的、具动态结构和明显地域差异的开放巨系统。它在时间和空间上是不断变化的, 因而遥感信息中的各要素是相互关联、复杂变化的。

既然遥感图像解译过程是从遥感图像上获取专题信息的过程, 而遥感信息又具有复杂的综合性和相关性。那么可以认为遥感图像解译过程是对遥感这一“综合信息”进行层层分解的过程。这个过程是相当复杂的, 它的难度可以从以下几方面加以说明^[3]。

一是, 地物波谱特征是复杂的, 它是受多种因素控制的, 本身也是因时因地在变化着。这个问题已在第2章的地物波谱中得以充分论述。

二是, 自然界存在着大量“同物异谱”与“异物同谱”现象。即同一种地物由于地理区位不同、环境影响因素不同等, 在影像上可以表现形式不一; 而影像上表现形式相同的未必是同一地物或现象。如同一地貌类型——干旱地区山麓洪积扇, 可以因物质组成不同(花岗岩——多石英、长石等浅色矿物, 或基性岩、变质岩——多辉石、闪长石等暗色矿物)、粒度不同(卵石、砂砾)、表面覆沙状况不同(沙、沙丘、洪漫层)、有否荒漠植被覆盖等, 在图像上表现为不同的色调、纹理结构等; 再如, 不同的作物类别, 如玉米与大豆, 南方的竹与甘蔗等, 影像特征相同或相似, 难以区分。这样的例子举不胜举。

三是, 地物的时空属性和地学规律是错综复杂的, 各要素、各类别之间的关系是多种类型的。有的具明显的规律性, 如地带性规律: 由于太阳辐射随纬度分布的规律性, 造成沿纬度的水平地带性现象, 由于温度、湿度等随地形高度分布的规律性造成沿高度的垂直地带性现象, 植物从播种到成熟的季节变化规律等; 有的具随机性、不确定性, 如自然灾害(旱涝、火山地震、森林火灾等)的随机性、突发性, 河流建闸所引起上下游环境和水文条件的不确定性变化等; 有的具有模糊性, 存在过渡渐变关系, 如气候带、自然地带、草场类型的变化均呈过渡渐变关系, 且过渡带随季节变动而移动。

可见, 地物本身存在着不同的复杂关系。这种关系往往掩盖了被研究类别的特征差异, 再加上“同物异谱、异物同谱”现象及环境因素的干扰等, 使遥感解译过程, 具有多解性、不确定性。特别是单纯的数学、物理处理结果。为了提高解译结果的正确性、可靠性, 必须补充必要的辅助数据(ancillary 或 collateral)和先验知识(priori knowledge——指地学、生物学、物理学、数学等专业知识), 在GIS支持下, 发展一系列相关的、多层次的、综合的应用分析方法, 进行遥感与地学综合分析。

§ 6.2 遥感数字图像预处理

遥感数字图像处理是指用计算机对遥感数字图像的操作和解译, 它是遥感应用分析中十分重要的部分。数字图像是由一系列像元组成, 每个像元有一数值(DN——digital number)表示, 称为像元的亮度值或灰度值。通常, 我们用 x 和 y 方向上的像元数、光谱波段数, 以及用来记录每个波段及像元的灰度级所需要的比特(bit)数来概括一幅遥感数字图像。比如一幅6个波段, 256个灰度级, 在 x 和 y 方向上分别有256和

512 个像元的图像被称为 256×512 , 6 波段 8bit 的图像。

遥感图像处理涉及的内容很宽, 包括许多较复杂的数学模型、算法和软件, 并与应用目标紧密相关。这里, 我们主要介绍最基本的数字图像处理原理和一些经常用到的处理方法, 如图像预处理, 图像增强及专题特征提取, 图像分类以及精度评价, 并尽量避免数学及统计公式的推导和描述。

由于遥感系统空间、波谱、时间以及辐射分辨率的限制, 很难精确地记录复杂地表的信息, 因而误差不可避免地存在于数据获取过程中。这些误差降低了遥感数据的质量, 从而影响了图像分析的精度。因此在实际的图像分析和处理之前, 有必要对遥感原始图像进行预处理。图像的预处理又被称作图像纠正和重建。其主要目的是纠正原始图像中的几何与辐射变形, 即通过对图像获取过程中产生的变形、扭曲, 模糊(递减)和噪音的纠正, 以得到一个尽可能在几何和辐射上真实的图像。

6.2.1 辐射校正

利用遥感器观测目标物辐射或反射的电磁能量时, 从遥感器得到的测量值与目标物的光谱反射率或光谱辐射亮度等物理量是不一致的, 遥感器本身的光电系统特征、太阳高度、地形以及大气条件等都会引起光谱亮度的失真。为了正确评价地物的反射特征及辐射特征, 必须尽量消除这些失真。这种消除图像数据中依附在辐射亮度里的各种失真的过程称为辐射校正。

完整的辐射校正包括遥感器校正、大气校正, 以及太阳高度和地形校正。图 6.1 显示了对遥感图像辐射校正的数据流和基本方法。通常大气校正比较困难, 因为大气校正要求关于获取图像时的大气条件。这些信息一般都因时因地而异。

1. 遥感器校准

由遥感器的灵敏度特征引起的畸变主要是由其光学系统, 或光电变换系统的特征所形成的。如在使用透镜的光学系统中, 其摄像面存在着边缘部分比中心部分发暗的现象(边缘减光)。如果以光轴到摄像面边缘的视场角为 θ , 理想的光学系统中某点的光量与 $\cos^2\theta$ 成正比, 利用这一性质可以进行 $\cos^2\theta$ 校准。

光电变换系统的灵敏性特征通常很重复, 其校正一般是通过定期地面测定, 根据测量值进行校准。如陆地卫星 4 和 5 系列的遥感器纠正是通过飞行前实地测量, 预先测出了各波段的辐射值 (L_b) 和记录值 (DN_b) 之间的校正增量系数 (Cal-gain_b, 用 A 表示) 和校正偏差量 (Cal-offset_b, 用 B 表示)。其纠正的公式为

$$L'_b = A \cdot DN_b + B \quad (6.1)$$

通常假设校正增量系数和校正偏差值在遥感器使用期内是固定不变的, 但事实上它们均会随时间有很小的衰减。

2. 大气校正

大气对光学遥感的影响是很复杂的(参见第 1 章有关内容)。学者们尝试着提出了不同的大气纠正模型来模拟大气的影响, 但是对于任何一幅图像, 由于对应的大气数据

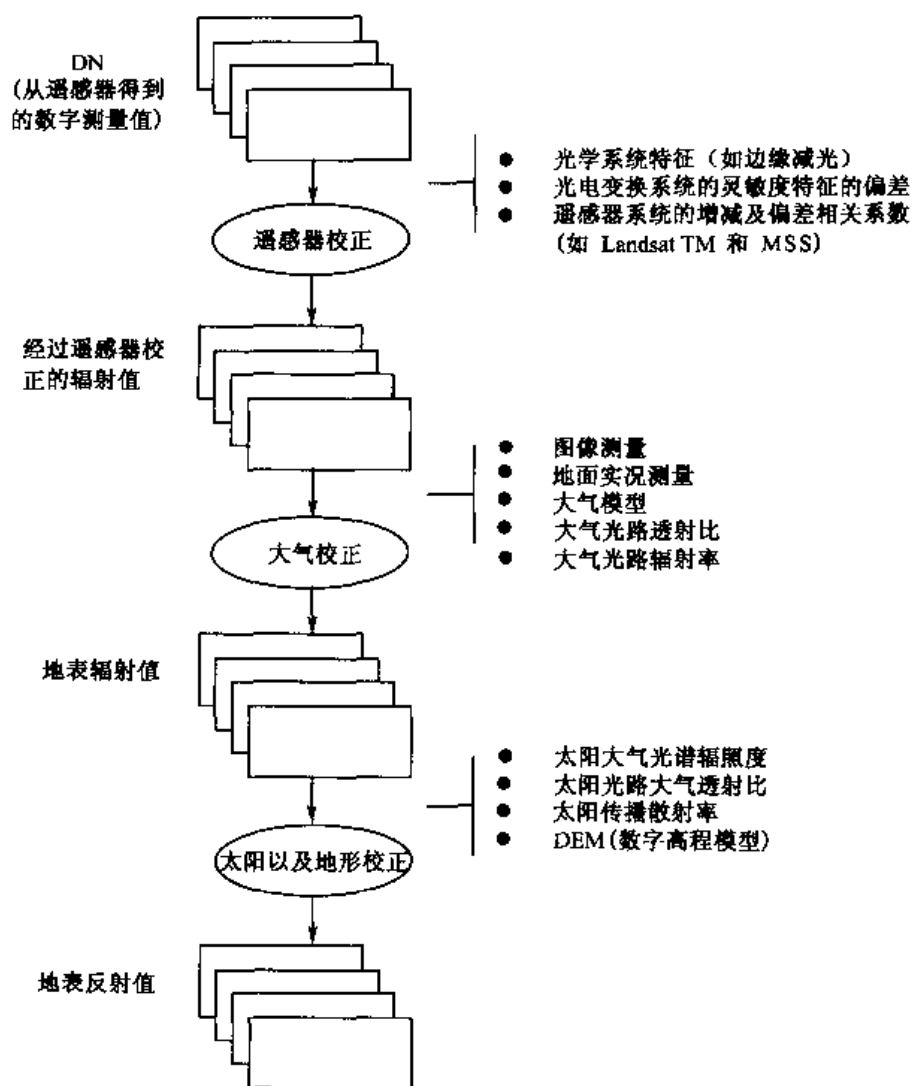


图 6.1 遥感图像辐射校正的数据流程

几乎永远是变化的，且难以得到，因而应用完整的模型纠正每个像元是不可能的。通常可行的一个方法是从图像本身来估计大气参数，然后以一些实测数据，反复运用大气模拟模型来修正这些参数，实现对图像数据的校正。任何一种依赖大气物理模型的大气校正方法都需要先进行遥感的辐射校准。

从最早的陆地卫星图像起，最普遍使用的大气校正方法是假设大气向下的散射率为 0，利用公式 (6.2) 来校正。

$$L_G(x, y) = \frac{L(x, y) - L_p}{\tau_{ab}} \quad (6.2)$$

式中： $L_G(x, y)$ 是校正后的地物辐射值； $L(x, y)$ 是经过传感器校准的辐射值； L_p 是需要估计的大气程辐射值； τ_{ab} 是从大气物理模型中估算的透过率。

在最简单的可见光谱段大气校正中，对 L_p 的估算往往假设大气程透过率为 1，或

至少是一个常量。事实上,大气程透过率为 1 的假设是不合理的,因为在可见光波段,程辐射是主导的大气影响。最普遍使用的估算 L_p 的方法要求在图像上识别一个“黑物体”(dark object),假设这个物体的反射率是 0,然后在图像上检查其平均的亮度值,这个值就是大气程辐射值^[4]。另一种比较复杂的估算 L_p 的方法是根据测定地物在蓝波段或绿波段的散射值,结合大气模型以及“黑物体”的辐射值来计算的。这个方法的主要缺陷是黑物体的反射率为 0 的假设可能会导致重要的错误,即使黑物体的实际反射率是 0.01 或 0.02。

另一种大气校正的方法是通过测定可见光近红外区的气溶胶的密度以及热红外区的水汽浓度,对辐射传输方程式作近似值求解。可是,现实中仅从图像数据中正确测定这些值是很困难的。

利用地面实况数据进行大气校正是另一种常用的方法。利用预先设置的反射率已知的标志,或者测出适当的目标物的反射率,把地面实测数据和遥感器输出的图像数据进行比较,来消除大气的影响。但这种方法仅适用于地面实况数据特定的地区及时间。

此外,还有一些其他大气校正的方法。例如在同一平台上,除了安装获取目标图像的遥感器外,也安装上专门测量大气参数的遥感器,利用这些数据进行大气校正。另外还可以利用植被指数转换来进行 AVHRR 的大气校正等。

3. 太阳高度和地形校正

为了获得每个像元真实的光谱反射,经过遥感器和大气校正的图像还需要更多的外部信息进行太阳高度和地形校正。通常这些外部信息包括大气程透过率、太阳直射光辐照度和瞬时入射角(取决于太阳入射角和地形)。太阳直射光辐照度在进入大气层以前是一个已知的常量。在理想情况下,大气程透过率应当在获取图像的同时实地测量,但是对于可见光,在不同大气条件下,也可以合理地预测。当地形平坦时,瞬时入射角比较容易计算,但是对于倾斜的地形,经过地表散射、反射到遥感器的太阳辐射量就会依倾斜度而变化,因此需要用 DEM(数字高程模型)计算每个像元的太阳瞬时入射角来校正其辐射亮度值。

通常在太阳高度和地形校正中,我们都假设地球表面是一个朗伯反射面。但事实上,这个假设并不成立,最典型的如森林表面,其反射率就不是各向同性,因此需要更复杂的反射模型(参见第 10 章有关内容)。

4. 高光谱图像的校准和归一化

由于高光谱图像光谱分辨率高,其狭窄波段一般对应于很窄的大气吸收段,或较宽的光谱吸收段的边缘,故每个波段受大气影响的程度和它相邻的波段是不一样的;不同的操作条件下(特别是航空遥感器),整个图像光谱系统中光谱波段会有小的位移。因而,高光谱图像的遥感器校准以及大气光谱传输和吸收特性有别于一般多波段图像,其辐射校正更为复杂,校正计算量更大,需加以特别考虑。一般较实用的方法有:

- 残差图像法,即按一定比例调节每个像元值,使其在每一个被选定波段上的值等于整个图幅的最大值。然后对每一个波数减去其归一化后的平均辐射值^[5];

- 连续值移除法,即先产生一个穿过图像光谱峰值的分段线性或多项式的连续值,

然后对每个像元的光谱值除以其对应的连续值^[6];

- 内部平均相对反射法 (IARR), 即对每个像元的光谱值除以整个图像的平均值^[7];

- 实用线性方法, 即线性回归每个波段的记录值和实际测量值, 得到一个线性增量系数和偏差值, 从而校正其他值^[8];

- 平场法, 选一块光谱均一的高反射区取其平均值, 然后对每一个像元的光谱值除以这个平均值^[9]。

以上多数方法都没有使用大气数据和模型, 因此确切地说仅对高光谱图像作了归一化处理。表 6.2 列出了不同归一化技术对遥感辐射中的各种外部影响因素的补偿情况。表中可见, 只有残差图像法是真正意义上的辐射校正, 再就是实用线性方法, 但它们都需要大量野外实地测量。(参见第 3 章有关内容)

表 6.2 高光谱图像归一化技术对各种影响辐射的物理因素的补偿能力的比较

方法名称	程辐射	地形	太阳辐照	太阳光路 大气透射
残差图像	✓	✓	✓	✓
连续值移除法	×	×	✓	×
内部平均相对反射 (IARR)	×	×	✓	✓
实用线性	✓	×	✓	✓
平场法	×	×	✓	✓

应当指出的是, 从逻辑上讲, 精确的遥感图像辐射校正是很难的。因此, 辐射校正常被忽视, 或者仅运用一些基于图像本身的技术进行部分校准。庆幸的是, 许多遥感应用分析都只需要做相对的辐射校正, 而不是绝对的辐射校正。

6.2.2 几何纠正

原始遥感图像通常包含严重的几何变形。引起几何变形的原因已经在第 2 章中作了讨论, 一般分为系统性和非系统性的两大类。系统性几何变形是有规律和可以预测的, 因此可以应用模拟遥感平台及传感器内部变形的数学公式或模型来预测。比如扫描畸变, 即扫描点由扫描线中心向两侧增大, 一般原始遥感图像中间压缩, 两边拉伸, 则根据遥感平台的位置、传感器的扫描范围、使用的投影类型, 可以推算其图像不同位置像元的几何位移。非系统性几何变形是不规律的, 它可以是传感器平台的高度、经纬度、速度和姿态等的不稳定, 地球曲率及空气折射的变化等等, 一般很难预测。几何校正的目的就是要纠正这些系统及非系统性因素引起的图像变形, 从而使之实现与标准图像或地图的几何整合。图像的几何纠正需要根据图像中几何变形的性质、可用的校正数据、图像的应用目的, 来确定合适的几何纠正方法。

在这里, 有几个基本术语:

- 图像配准 (Registration): 同一区域里一幅图像 (基准图像) 对另一幅图像的校

准, 以使两幅图像中的同名像元配准。

- 图像纠正 (Rectification): 借助于一组地面控制点, 对一幅图像进行地理坐标的校正。这一过程又被称为地理参照 (Geo-referencing)。

- 图像地理编码 (Geo-coding): 是一种特殊的图像纠正方式, 把图像纠正到一种统一标准的坐标系, 以使地理信息系统中来自不同遥感器的图像和地图能方便地进行不同层之间的操作运算和分析。

- 图像正射投影校正 (Ortho-rectification): 借助于地形高程模型 (DEM), 对图像中每个像元进行地形变形的校正, 使图像符合正射投影的要求。

卫星图像的纠正有两种, 一是根据卫星轨道公式将卫星的位置、姿态、轨道及扫描特征作为时间函数加以计算, 来确定每条扫描线上像元坐标。多数用户得到的便是这种。但是往往由于遥感器的位置及姿态的测量值精度不高, 其校正图像仍存在不小的几何变形。因此进一步的几何纠正需要利用地面控制点和多项式纠正模型, 其具体步骤如下:

1. 地面控制点 (GCP) 的选取

这是几何纠正中最重要的一步。地面控制点应当具有以下特征:

- (1) 地面控制点在图像上有明显的、清晰的定位识别标志, 如道路交叉点、河流叉口、建筑边界、农田界线;

- (2) 地面控制点上的地物不随时间而变化, 以保证当两幅不同时间段的图像或地图几何纠正时, 可以同时识别出来;

- (3) 在没有做过地形纠正的图像上选控制点时, 应在同一地形高度上进行。

地面控制点应当均匀地分布在整幅图像内, 且要有一定的数量保证。地面控制点的数量、分布和精度直接影响几何纠正的效果。控制点的精度和选取的难易程度与图像的质量、地物的特征及图像的空间分辨率密切相关。

2. 多项式纠正模型

地面控制点确定后, 要在图像与图像或地图上分别读出各个控制点在图像上的像元坐标 (x, y) 及其参考图像或地图上的坐标 (X, Y) 。其参考图上的坐标可以是经纬度, 也可以是统一的平面投影坐标 (如高斯-克吕格投影); 图像上的像元坐标一般是其行、列号, 也可以是变形的地理坐标。图 6.2 是遥感图像几何纠正的示意图。图中把原始图像变形看成是某种曲面, 输出图像作为规则平面。从理论上讲, 任何曲面都能以适当高次的多项式来拟合。

下一步是选择合适的坐标变换函数式 (即数学纠正模型), 建立图像坐标 (x, y) 与其参考坐标 (X, Y) 之间的关系式, 通常又称为多项式纠正模型。其数学表达式为

$$\begin{aligned} x &= \sum_{i=0}^N \sum_{j=0}^{N-i} a_{ij} X^i Y^j \\ y &= \sum_{i=0}^N \sum_{j=0}^{N-i} b_{ij} X^i Y^j \end{aligned} \quad (6.3)$$

式中: a_{ij}, b_{ij} 为多项式系数, N 是多项式的次数。 N 的选取, 取决于图像变形的程度、

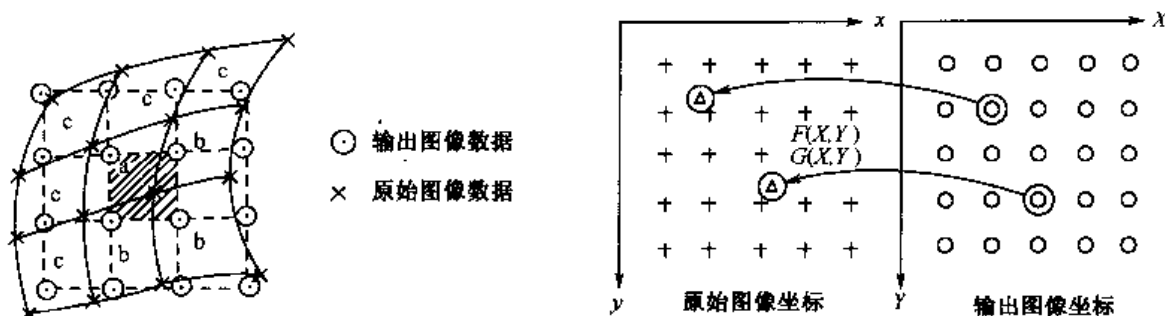


图 6.2 遥感图像的几何纠正

地面控制点的数量和地形位移的大小。对于多数具有中等几何变形的小区域的卫星图像，一次线性多项式就可以纠正 6 种几何变形，包括 X 、 Y 方向的平移， X 、 Y 方向的比例尺变形、倾斜和旋转，从而取得足够的纠正精度。对变形比较严重的图像或当精度要求较高时，可用二次或三次多项式。

$$\begin{aligned} x &= a_0 + a_1X + a_2Y + a_3X^2 + a_4XY + a_5Y^2 + \dots \\ y &= b_0 + b_1X + b_2Y + b_3X^2 + b_4XY + b_5Y^2 + \dots \end{aligned} \quad (6.4)$$

当多项式的次数 (N) 选定后，用所选定的控制点坐标，按最小二乘法回归求出多项式系数（又称换算参数）。然后用以下公式计算每个地面控制点的均方根误差 (RMS_{error})。

$$RMS_{error} = \sqrt{(x' - x)^2 + (y' - y)^2} \quad (6.5)$$

式中： x 、 y 是地面控制点在原图像中的坐标， x' 、 y' 是对应于相应的多项式计算的控制点坐标。估算坐标和原坐标之间的差值大小代表了其每个控制点几何纠正的精度。通过计算每个控制点的均方根误差，既可检查有较大误差的地面控制点，又可得到累积的总体均方根误差。

通常用户会指定一个可以接受的最大总均方根误差，如果控制点的实际总均方根误差超过了这个值，则需要删除具有最大均方根误差的地面控制点，在必要时，选取新的控制点或调整旧的控制点；改选坐标变换函数式重新计算多项式系数；重新计算 RMS 误差。重复以上过程，直至达到所要求的精度为止。多项式纠正模型确定后，对全幅图像的各像元进行坐标变换，重新定位，以达到纠正的目的。

3. 重新取样（重采样）、内插方法

重新定位后的像元在原图像中分布是不均匀的，即输出图像像元点在输入图像中的行列号不是或不全是整数关系。因此需要根据输出图像上的各像元在输入图像中的位置，对原始图像按一定规则重新采样，进行亮度值的插值计算，建立新的图像矩阵（图 6.2）。

常用的内插方法包括：

(1) 最邻近法是将最邻近的像元值赋予新像元。如图 6.2 所示，将原图像中 a 像元的亮度值赋给输出的图像中带阴影的像元。该方法的优点是输出图像仍然保持原来的像

元值, 简单, 处理速度快。但这种方法最大可产生半个像元的位置偏移, 可能造成输出图像中某些地物的不连贯。

(2) 双线性内插法是使用邻近 4 个点的像元值 (图 6.2 中有 a 和 b 标志的像元), 按照其距内插点的距离赋予不同的权重, 进行线性内插。该方法具有平均化的滤波效果, 边缘受到平滑作用, 而产生一个比较连贯的输出图像, 其缺点是破坏了原来的像元值, 在后来的波谱识别分类分析中, 会引起一些问题。

(3) 三次卷积内插法较为复杂, 它是使用内插点周围的 16 个像元值 (图 6.2 中有 a, b 和 c 标志的像元), 用三次卷积函数进行内插。这种方法对边缘有所增强, 并具有均衡化和清晰化的效果。但是它仍然破坏了原来的像元值, 且计算量较大。

值得指出的是, 重采样方法不仅是在几何校正的重要一步, 而且在一些图像处理中也是需要的。比如在对不同时段、不同空间分辨率图像之间, 以及与 GIS 中其他数据进行配准和层之间复合。

在多数的应用中, 运用地面控制点进行几何纠正可达到要求的精度, 是应用得最广的一种几何纠正方法。但它也有缺点, 主要问题在于:

- 对图像亮度值的重新采样, 改变了原图像数据, 影响到图像分类的结果。由于像元亮度值是一个综合信息, 重采样的地物光谱特征包括各波段的均值、方差、协方差、相关系数等地物之间的对比度等会发生变化。当采样间隔增大, 其分辨率会降低, 某些地物信息会随之完全损失。

- 应用多项式纠正模型无法纠正地形引起的位移。

- 为了得到较小的残余误差 (即高精度的几何校正), 一般需要大量的地面控制点。这需要较多的人工时间选取这些高精度的控制点, 对于一些低空间分辨率的图像尤其困难。

对于短周期, 较低空间分辨率的卫星数据。如 NOAA/AVHRR、MODIS 等, 往往因分辨率低及部分被云覆盖, 使合格的地面控制点 (GCP) 选取有相当难度。可以采用数据影像匹配与相关技术法。它分为基于灰度的影像匹配和基于特征的影像匹配两种。前者需先从参考图像中提取目标区作为匹配的模板, 再将其在待配准的图像中滑动, 通过相似性度量来寻找最佳匹配点; 后者是先将两幅图像中提取出灰度变化明显的某些特征作为匹配基元, 再在两幅图像对应的特征集中利用特征匹配算法将存在匹配关系的特征对选择出来, 对于非特征像素点利用插值等方法做处理, 以实现两幅图像间的逐像素的配准。后者较前者匹配计算量小, 速度快^[10]。Bachmann 等 (1992) 对 NOAA/AVHRR 数据用卫星轨道参数与地面控制点相结合的方法取得较好的几何纠正效果; Wu 等 (1996) 先用 NOAA 卫星的轨道信息对扭曲像元进行一次纠正, 在此基础上, 再实施传统的几何纠正法进行二次纠正^[11]。

6.2.3 数字图像镶嵌

当研究区超出单幅遥感图像所覆盖的范围时, 通常需要将两幅或多幅图像拼接起来形成一幅或一系列覆盖全区的较大图像, 这个过程就是图像镶嵌。进行图像镶嵌时, 首先要指定一幅参照图像, 作为镶嵌过程中对比度匹配以及镶嵌后输出图像的地理投影、

像元大小、数据类型的基准；在重复覆盖区，各图像之间应有较高的配准精度，必要时要利用控制点进行配准；尽管其像元大小可以不一样，但应包含与参照图同样数量的层数。

为便于图像镶嵌，一般均要保证相邻图幅间有一定的重复覆盖区，由于其获取时间的差异，太阳光强及大气状态的变化，或者传感器本身的不稳定，致使其在不同图像上的对比度及亮度值会有差异，因而有必要对各镶嵌图像之间在全幅或重复覆盖区上进行匹配，以便均衡化镶嵌后输出图像的亮度值和对比度。最常用的图像匹配方法有直方图匹配和彩色亮度匹配。

直方图匹配就是建立数学上的检索表，转换一幅图像的直方图，使其和另一幅图像的直方图形状相似。彩色亮度匹配是将两幅要匹配的图像从 (RGB) 彩色空间变换为光强、色相和饱和度 (IHS)，然后用参考图像的光强替换要匹配图像的光强，再进行由 IHS 到 RGB 的彩色空间反变换。

图像匹配及相互配准后，需要选取合适的方法来决定重复覆盖区上的输出亮度值，常用的方法，包括取覆盖同一区域图像之间：①平均值；②最小值；③最大值；④指定一条切割线，切割线两侧的输出值对应于其邻近图像上的亮度值；⑤线性插值，根据重复覆盖区上像元离两幅邻接图像的距离指定权重，进行线性插值，如位于重复覆盖区中间线上的像元取其平均值。

要实现高精度的图像镶嵌是相当复杂的。它需要在镶嵌的图像间选取控制点进行匹配及配准，这往往需要大量的时间和计算量。随着获取高精度的航空航天遥感图像技术的快速发展，特别是近几年高分辨率 (0.5~2m) 的遥感图像的广泛应用，发展图像镶嵌的自动化技术就显得越来越重要。

6.2.4 图像统计

对多光谱遥感数据进行基本的单元和多元统计分析通常会对显示和分析遥感数据提供许多必要的有用信息。它是图像处理的基础性工作。这些统计分析通常包括计算图像各波段的最大值、最小值、亮度值的范围，平均值、方差、中间值、峰值，以及波段之间的方差、协方差矩阵，相关系数和各波段的直方图。

通常在对区域的某种特性进行遥感研究时，图像处理只对其中的一部分数据（即样本）进行处理。比如我们要对中国的植被进行研究，如果只选择春天的图像或者只选择中国南方区域的图像都会造成样本误差。样本误差就是样本所代表的特征和区域本身特征的差异，即样本是否具有全面性和代表性。

大量的随机样本通常会产生一个对称性的频率分布。如图 6.3 (a) 中，大量数据集中在中央，往两边数值频率减少，通常属于正态分布。在图像处理中的许多统计测试都假设图像的亮度值是正态分布，如最大似然分类法。但很多情况下遥感数据并非正态分布，因此分析者应检查其分布是否和所用方法的分布假设一致，若不是正态分布，则应选用非参数统计分析方法^[12]。

1. 直方图

图像直方图描述了图像中每个亮度值 (DN) 的像元数量的统计分布。它是通过每个亮度值的像元数除以图像中总的像元数, 即频率直方图。在很多遥感应用中, 直方图是遥感图像中所包含的信息的一种有用的图示。每个波段的直方图能提供关于原始图像质量的信息, 如其对比度的强弱, 是否多峰值等。实际上很多图像增强技术都提供处理前和处理后图像直方图的变化。图 6.3 为几种常见的直方图。

2. 单元统计 (Univariate Descriptive Statistics)

单元统计主要包括计算各波段的峰值、中值、均值、方差、亮度值范围 (图 6.3)。

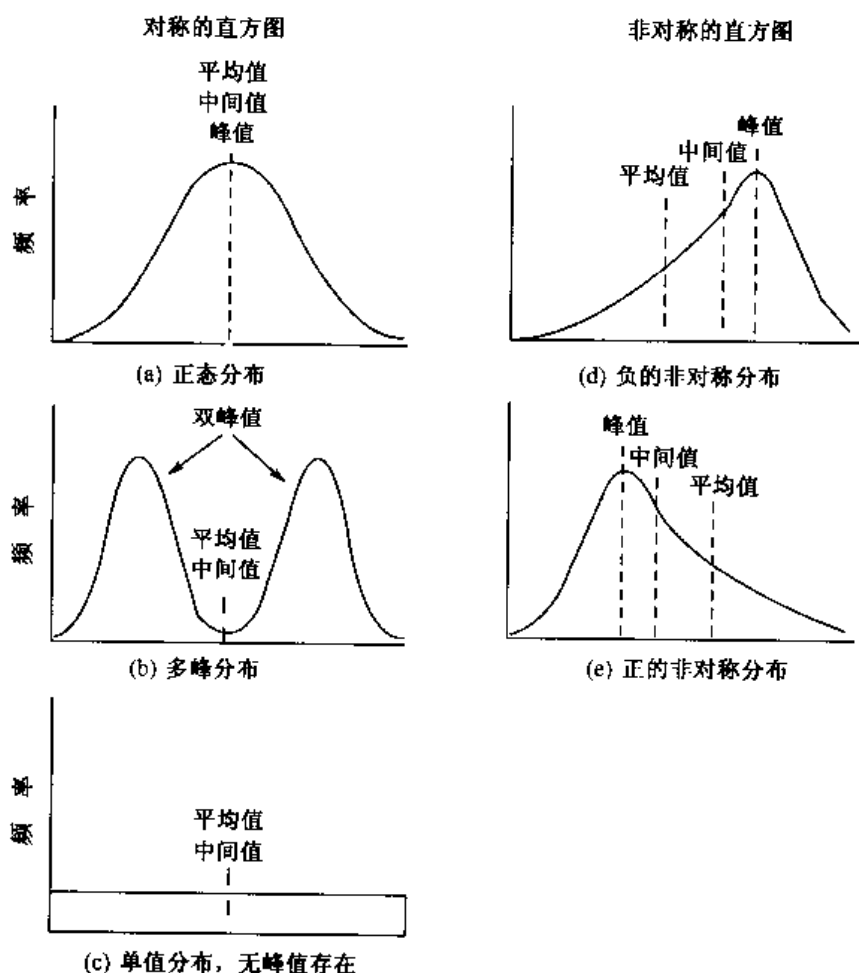


图 6.3 常见的直方图

- 峰值, 是出现的频率最高的亮度值, 即直方图曲线上的最高点, 常会遇到多个峰值。
- 中值, 是在频率分布上的中间, 其左边一半的面积等于右边一半的面积。
- 均值, 是整个图像的算术平均值。它是最普遍应用的描述各波段的中心趋势的值。样本均值是对整体均值的无偏差估计。对于系统性的分布, 其均值比其他无偏差估

计（如峰值，中值）更接近整体平均值；但对非系统分布，均值是一个较差的检查中心趋势的值。当峰值偏离均值很远时，其频率分布被称为非对称的；当峰值在均值右边时，称为负非对称的；当峰值在均值左边时，称为正非对称 [图 6.3 (d) 和 (e)]。

- 亮度值范围和方差可以描述图像中亮度值的离散程度。亮度值范围是每个波段中最大值和最小值之差。当最大值或最小值是特殊或超常的目标时，从亮度值范围看其离散程度可能会引起误差。但在多数情况下，这种异值不会出现，因此亮度值范围变成了一个重要的统计值，经常被用在一些图像增强功能中，如最大-最小对比度拉伸（见 § 6.3）。

- 方差是所有像元亮度值和均值之差的平均平方值。其平方根值为标准差（又称均方根差）。其标准差越小，图像中像元亮度值就越集中于某个中心值。反之，其标准差越大，亮度值就越分散。对于正态分布，68.27% 的像元亮度值位于离平均值 ± 1 的标准差之间，95% 位于离平均值 ± 2 的标准差之间。标准差是普遍应用于数字图像处理的一个统计值，如线性对比度增强、相似分类法，以及精度评估等（Shearer, 1990）。

3. 多元统计

遥感图像多数是多波段的，计算各波段之间的多元统计如协方差，相关系数等，从而检查各波段之间的相关性，为进一步的图像处理及分类提供许多有用的信息。

通常图像中每个像元在不同波段上的亮度值变化是可以预测的。如果一个波段上的亮度值和另一个波段上的亮度值毫无关系，一个波段上亮度的增减不影响另一波段上的值，则这两个波段是互相独立的。但是这种情况在一般图像中并不常见，多数图像中各波段之间是相关的，因此需要用一些统计值来定量地表示其相关的程度。协方差就是这样的统计，它是图像中两波段的像元亮度值和其各波段均值之差的乘积的平均值，其计算公式为

$$\text{Cov}_{KL} = \frac{\sum_{i=1}^N (\text{DN}_{iK} - u_K)(\text{DN}_{iL} - u_L)}{N - 1} \quad (6.6)$$

式中： DN_{iK} 、 DN_{iL} 分别是 i 像元在 K 和 L 波段的亮度值； u_K 、 u_L 分别是 K 和 L 波段的均值， N 是总的像元数量。

由于协方差的大小常会受所用的测量单位影响，为了既检查各波段间相关性的 大小，又不受测量单位影响，常将两波段之间的协方差除以各波段的标准差，得到其相关系数。相关系数一般介于 +1 和 -1 之间，如果两波段的相关系数大于 0，则说明两波段间，一个波段的亮度值增加会引起另一个波段上亮度的增加，相关系数越接近 1，这种依赖性越明显。反之，如果相关系数小于 0，则一个波段上亮度值增加会引起另一个波段上亮度的减小。各波段之间的协方差及相关系数用协方差矩阵和相关矩阵来表示。由于其对称性，通常只有矩阵对角线左下角被列出。表 6.3 给出了圣地亚哥 DelMar 郊区 TM 图像各波段之间单元及多元统计（ 302×305 像元）。

表 6.3 某一样区 TM 图像的单元及多元统计结果

波 段	1	2	3	4	5	6
(μm)	0.45~0.52	0.52~0.60	0.63~0.69	0.76~0.90	1.55~1.75	2.08~2.35
最小值	75	24	23	7	5	2
最大值	255	156	214	171	255	181
中 值	102	44	60	72	123	63
峰 值	91	38	52	58	101	49
均 值	105.49	47.10	63.76	74.515	129.17	67.57
	18.220	12.948	22.894	19.524	39.622	26.556
协方差矩阵 (Variance and Covariance Matrix)						
1	331.97					
2	230.374	167.65				
3	392.559	288.832	524.14			
4	224.491	173.734	285.849	381.19		
5	462.944	364.531	730.118	381.385	1569.90	
6	353.285	269.358	523.427	235.314	1001.772	705.22
相关矩阵 (Correlation Matrix)						
1	1					
2	0.976	1				
3	0.941	0.974	1			
4	0.631	0.911	0.640	1		
5	0.641	0.711	0.805	0.493	1	
6	0.730	0.783	0.861	0.454	0.952	1

§ 6.3 图像增强和变换

图像校正为的是消除伴随数据获取过程中的误差及变形,使遥感器记录的数据更接近于真实值。而图像增强和变换则是为了突出相关的专题信息,提高图像的视觉效果,使分析者能更容易地识别图像内容,从图像中提取更有用的定量化信息。前者侧重于图像增强,后者侧重于变换和主要的特征信息提取。图像增强和变换通常都在图像校正和重建后进行,特别是必须要消除原始图像中的各种噪音,否则分析者面对的只是各种增强的噪音。

图像增强和变换按其作用的空间一般分为光谱增强和空间增强两类:

- 光谱增强和变换对应于每个像元,与像元的空间排列和结构无关,因此又叫点操作。它是对目标物的光谱特征——像元的对比度、波段间的亮度比进行增强和转换。主要包括对比度增强、各种指标提取、光谱转换等。

• 空间增强主要集中于图像的空间特征,则考虑每个像元及其周围像元亮度之间的关系,从而使图像的空间几何特征如边缘、目标物的形状、大小、线性特征等突出或者降低,其中包括各种空间滤波、傅里叶变换,以及比例空间的各种变换如小波变换等。我们将对主要方法加以介绍。

6.3.1 对比度增强

遥感器记录来自地表各种物质反射和散射的辐射能量。由于有些区域(如海洋)的辐射强度很低,有些区域如积雪和沙地,则具有很高的辐射强度,因此遥感器的整个动态记录范围必须设计成能记录各种物质的辐射能量(或亮度值)的较大范围。目前多数显示系统利用8字节(即0~255)。然而多数单幅图像上的亮度范围通常都小于遥感器的整个记录范围。由于其有效亮度值区域未达到其全部亮度值范围,导致图像显示时的低对比度。另外,由于一些地物在可见光、近红外或中红外波段具有相似的辐射强度,当一幅图像中具有相似辐射强度的地物比较集中时,也会导致图像中的低对比度。

对比度增强是将图像中的亮度值范围拉伸或压缩成显示系统指定的亮度显示范围,从而提高图像全部或局部的对比度。输入图像中的每个亮度值(DN)通过一定的转化函数,对应于输出(或显示)图像中的一个显示值(GL)。

1. 灰度阈值

灰度阈值是将图像中的所有亮度值根据指定的亮度值(即阈值)分成高于阈值和低于阈值的两类。用这种方法产生的黑白掩膜图像可以分开对比度差异较大的地物如陆地和水体,从而对陆地或水体分别作进一步的处理。

2. 灰度级分割

灰度级分割是将图像的亮度值划分成一系列用户指定的间隔(或段),并将每一个间隔范围内的不同的亮度值显示为相同的值[图6.4(b)]。如果将一幅图像的亮度值分成八段,则输出(或显示)图像上有八个灰度级。其输出图像有些类似等值线图。灰度级分割广泛地被用于显示热红外图像中不同的温度范围。

3. 线性拉伸

如果用MIN和MAX代表一幅图像中最小和最大的亮度值,最简单的线性拉伸算法将其亮度值范围扩展到整个输出显示范围(如0~255)。可用下面的公式将原图像中的每个亮度值(DN)转化成显示图像中的亮度值(DN'):

$$DN' = \left(\frac{DN - MIN}{MAX - MIN} \right) \times 255 \quad (6.7)$$

这种拉伸算法通常被称作最大-最小对比度拉伸。由于同样的函数应用于所有的亮度值,其输入和输出亮度值之间的线性关系受输入图像中最大和最小值的影响。如果图像中最大或最小值偏离太远,这种线性拉伸方法的效果就不会很好。因此,有时也根据原图像中亮度值的直方图分布指定位于某个累积百分比上的值来代替公式(6.7)中的最大及

最小值 (百分比线性拉伸), 或者根据图像亮度值的标准方差(σ)和均值(μ), 用 $\mu + \sigma$ 和 $\mu - \sigma$ 代替公式中的最大和最小值。

以上的线性拉伸适合于正态分布或接近正态分布, 图像亮度值比较集中, 只有一个峰值的图像。当图像亮度值不是正态分布时, 可以用分段线性拉伸。将原图像亮度值划分为几段, 将每段亮度拉伸到指定的亮度显示范围 [图 6.4 (d)]。这种拉伸方法只有在熟悉图像直方图的峰值范围所代表的地物, 且经过这种分段线性拉伸后的图像不能用于进一步图像分类。

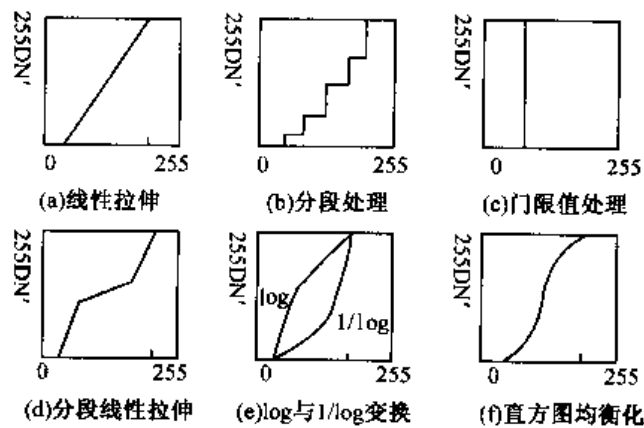


图 6.4 对比度增强算法中亮度值转换

4. 非线性拉伸

直方图均衡化是广泛应用的非线性拉伸方法。这种算法根据原图像各亮度值出现的频率, 使输出图像中亮度都有相同的频率。这种算法和其他对比度增强方法有很大的不同在于图像中亮度根据其累积频率而重新分配。

图 6.5 显示是一幅 SPOT-PAN 图像的直方图以及均衡化之后的直方图及图像。注意经过直方图均衡化后, 原图像一些原来具有不同亮度值的像元则具有了相同的亮度值, 而同时原来一些相似的亮度值则被拉开, 从而增加了它们之间的对比度。对于具有正态分布直方图的图像, 直方图均衡可以增强亮度值集中的范围的对比度, 而减弱图像中亮度值很低或很高部分的对比度。因此直方图均衡可以提高图像中细节部分的分辨率, 改变亮度值和图像纹理结构之间的关系。正因为这个原因经过直方图均衡化的图像一般不能用来提取纹理结构或者生态物理 (如 NDVI) 方面的信息。

另一类非线性拉伸算法则是利用原图像亮度值的对数或指数值 [如图 6.4 (e)]。这种算法对于图像中亮度很低部分 (对数—— \log) 或很高部分 (指数—— $1/\log$) 有很大改变, 从而用来增强图像暗的部分或很亮部分的细节。

选择怎样的对比度增强算法主要取决于原始图像的直方图特征和图像中哪一部分信息是用户最感兴趣和需要的。一个有经验的图像分析者选择合适的算法通常要先检查图像的直方图, 然后试着看用不同的算法和不同的参数对图像进行增强处理直到得到满意的结果。多数算法都会引起部分信息丢失, 因此对比度增强主要用于提高图像的视觉显示, 而不适合于对增强后的图像作图像分类, 变化检测以及其他分类。

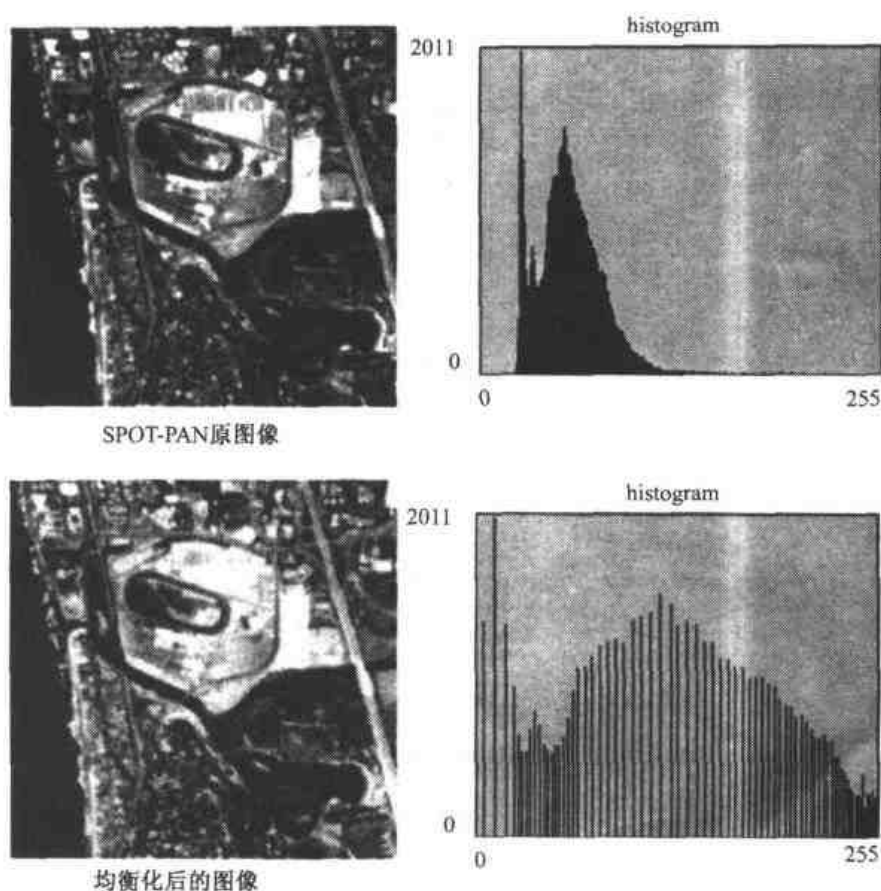


图 6.5 SPOT-PAN 图像和均衡化前后的直方图

6.3.2 图像波段之间的比值及各种指标提取

由于地形坡度、坡向、阴影或者太阳高度和强度季节性变换，地表同样物质或目标的亮度值会不一样。图像波段之间的比值运算的目的是为了尽量减小这些环境条件的影响，使图像解译者或机助分类算法能正确地识别地球表面物质或土地利用类型。由于波段之间的比值运算提供了任何单波段都不具有的独特信息，这对于难以区分的土壤和植被非常有用。

最简单的比值运算的数学表达式为

$$R_{mn}(x, y) = \frac{DN_m(x, y)}{DN_n(x, y)} \quad (6.8)$$

式中： $DN_m(x, y)$ ， $DN_n(x, y)$ 分别为为像元 (x, y) 在 m 和 n 波段上的亮度值； $R_{mn}(x, y)$ 为输出的比值。由于在很多情况下， $DN_n(x, y)$ 可能为0。为了克服计算上分母为0的情况，通常当分母为0时，会加上一个很小的值(如0.01)。

由于真实的比值介于1/255到255之间，为了显示和处理方便，一般会将其归一化到标准的亮度值范围0~255。通常将比值1赋给亮度值128。比值介于1/255到1的通过下面的线性变换转到1到128。

$$NR_{mn}(x, y) = \text{Int}[R_{mn}(x, y) \times 127 + 1]$$

比值介于 1 到 255 的通过以下的线性变换, 转到 128 到 255。

$$NR_{mn}(x, y) = \text{Int}\left[128 + \frac{R_{mn}(x, y)}{2}\right]$$

比值及各种指数提取方法, 对具体遥感应应用分析中多种专题信息的提取是十分有价值的。我们将在后面的有关章节中多处运用。

6.3.3 主成分分析

多光谱图像的各波段之间经常是高度相关的, 它们的数值以及显示出来的视觉效果往往相似。图像各波段之间的相关可能是以下几个因素结合起来引起的。

- 物质的波谱反射相关性。比如说这种相关成分可以是由于在所有可见光波段植被的相对低反射, 造成了所有的可见光波段上相似的特性值。
- 地形。地形阴影在所有太阳光反射波段上都一样的, 在山区和低太阳角时, 地形阴影甚至是图像的主导成分。因此导致了在太阳反射光谱区内波段和波段之间的相关性。这种效果在热红外区是不一样的。
- 遥感器波段之间的重叠。理想情况下, 这种因素在遥感器设计阶段被尽可能地减小了, 但很少能完全避免。

如果图像各波段之间高度相关, 分析所有的波段是不必要的, 主成分分析 (PCA——principal components analysis) (又称 K-L 变换) 就是一种除去波段之间的多余信息, 将多波段的图像信息压缩到比原波段更有效的少数几个转换波段的方法。这意味着利用波段之间的相互关系, 在尽可能地不丢失信息的同时, 用几个综合性波段代表多波段的原图像, 使处理的数据量减少。也就是说, 主成分分析是将相关的多波段信息通过数学转换成不相关的信息。

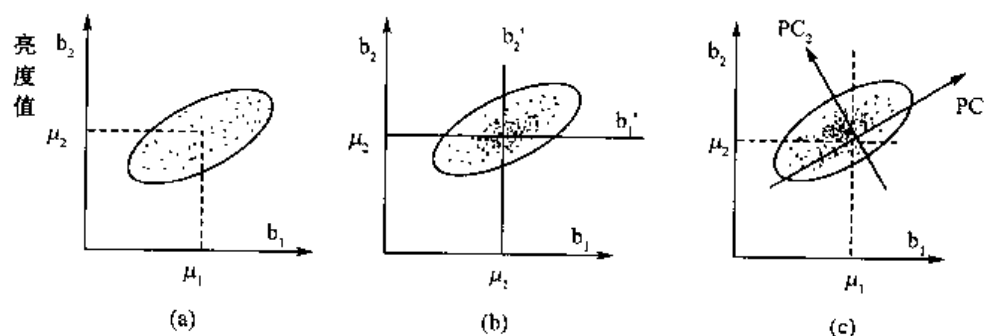


图 6.6 主成分分析中主成分和原图像之间的空间关系

这里可以通过图 6.6 来解释其基本概念, 假设我们有两个波段 b_1, b_2 的图像。其波段的亮度值之间有相关性, 如图 6.6 (a) 所示的分布形状, 两个波段的平均值分别为 μ_1, μ_2 , 其数据的分散程度显示两个波段的相关程度。如果两波段的二维点状分布图中所有点都集中于一个特别小的区域, 这些数据一般难以提供大量有用的信息。主成

分分析的目的就是通过平移及旋转原图像的轴 b_1 和 b_2 , 使原图像的亮度值重新分布到新的轴 b'_1 和 b'_2 上^[13]。最简单的平移就是将新轴 b'_1 和 b'_2 的原点移到其平均值 (μ_1, μ_2) 上, 使新轴的亮度值为 $b'_1 = b_1 - \mu_1, b'_2 = b_2 - \mu_2$ [图 6.6(b)]。

为了使原数据的一维数据更真实地表示出来, 可以将新轴绕着新的原点 (μ_1, μ_2) 旋转一定角度使 b'_1 轴落在原始数据方差最大的方向 [图 6.6(c)]。这个新轴就是第一主成分 (PC_1), 与 PC_1 正交的轴叫第二主成分 (PC_2)。在这个例子中, 原数据是二维的, 则 PC_1, PC_2 就可以表示全部的信息。在多维图像数据中, 主成分数可以小于或等于其维数, 序号越小的主成分, 其包含的信息量 (即数据方差) 越大。

在实际的主成分分析中, 这些主成分是对原始数据进行线性变换而获得。首先计算各波段之间的协方差矩阵, 然后求出协方差矩阵的特征值 (eigenvalue) 和特征向量 (eigenvectors)。如果我们有几个波段的图像, 用 λ_p 代表第 p 波段特征值 ($p = 1, \dots, n$), 则各主成分中所包含的原数据总方差的百分比 $\%_p$ 可以用下式表示:

$$\%_p = \frac{\lambda_p \times 100}{\sum_{i=1}^n \lambda_i} \quad (6.9)$$

如果所有特征值的总和 $\sum_{i=1}^n \lambda_i$ 是 200, 第一特征 (λ_1) 是 160, 则第一主成分 (PC_1) 包含了所有波段中 80% 的方差信息。

用 a_{kp} 代表第 k 波段和第 p 波段主成分之间的特征向量, 则第 k 波段和第 p 波段主成分之间的相关系数 R_{kp} , 可以用下式表示:

$$R_{kp} = \frac{a_{kp} \times \sqrt{\lambda_p}}{\sqrt{V_{ark}}} \quad (6.10)$$

式中: V_{ark} 为第 k 波段的方差。一般各波段和第一主成分 (PC_1) 的相关系数较高, 和后面的主成分的相关系数则逐渐变小。因此在实际应用主成分分析, 如对 TM 的主成分分析, 一般 PC_1, PC_2, PC_3 就包含了 95% 以上的信息, 而后面的主成分几乎多数是噪音, 无法提供有用的信息。由于主成分图像能大量地压缩数据量, 一些多波段图像分类和增强处理可以在主成分图像上进行, 从而节省特征提取的处理时间。

除了以上方法计算特征值外, 一些研究者认为利用相关矩阵比协方差矩阵有优势。因为利用相关矩阵, 可以有效地将原波段的方差标准化为 1, 当各波段的亮度范围值变化较大时, 这种标准化是有优势的, 当然这种标准化的主成分 (SPC) 不能获得最优化的信息压缩。

6.3.4 穗帽变换

主成分分析的相关系数是原数据波段间协方差或相关系数的函数。这个特征使得主成分分析可以根据实际的图像产生从数据压缩角度看来最好的转换, 但却使得从不同图像得到的主成分难以进行互相比。通常可以按照实际图像上的物理特征对主成分图像进行解译, 但这种解译对每幅图像都是不同的。显然研究一种基于图像物理特征上的固定转换, 对于数据分析是非常有用的。这种固定转换最早由 Kauth 和 Thomas (1976)

提出^[14]。他们在用 MSS 研究农作物生长时注意到 MSS 图像 DN 值的散点图表现出一定连续性，比如一个三角形的分布存在于第二和第四波段之间。随着作物生长这个分布显示出一个似“穗帽”的形状和一个后来被称作“土壤面”的底部。随着作物生长农作物像元值移到穗帽区，当作物成熟及凋落时，像元值回到土壤面。他们用一种线性变换将四个波段的 MSS 转换产生 4 个新轴，分别定义为一个由非植被特性决定的“土壤亮度指数” (soil brightness)；一个与土壤亮度轴相垂直的、由植被特性决定的“绿度指数” (greenness)；以及“黄度指数” (yellow stuff) 和“噪声” (non-such)，后者往往指示大气条件。这种转换就是“穗帽变换” (TC——tasseledcap trasform) (参见第 12 章的有关内容)。

穗帽变换 (又称 K-T 变换) 是一种特殊的主成分分析，和主成分分析不同的是其转换系数是固定的，因此它独立于单个图像，不同图像产生的土壤亮度和绿度可以互相比较。随着植被生长，在绿度图像上的信息增强，土壤亮度上的信息减弱，当植被成熟和逐渐凋落时，其在绿度图像特征减少，在黄度上的信息增强。这种解释可以应用于不同区域上的不同植被和作物，但穗帽变换无法包含一些不是绿色的植被和不同的土壤类型的信息。

图 6.7 提供了 TM 图像经过穗帽变换后的土壤亮度和绿度图像，比较这几个图像和其主要的两个主成分图像 (PC_1 , PC_2)，总体上，我们可以说穗帽变换能较好地分离土壤和植被。穗帽变换的一个缺点是它依赖于遥感器 (主要是波段)，因此其转换系数对每种遥感器是不同的。

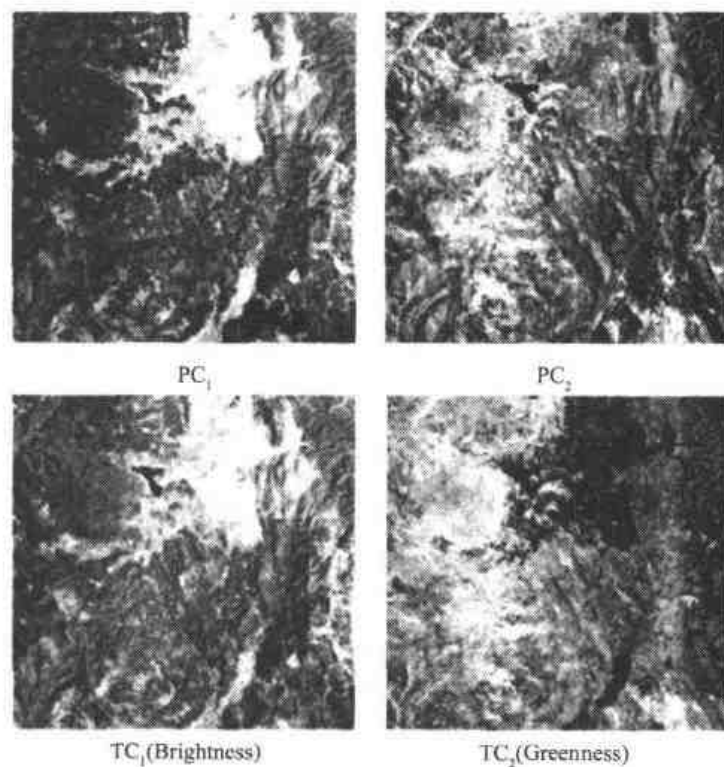


图 6.7 穗帽变换与主成分变换的图像比较 (Cuyamaca 的 TM 图像)

6.3.5 空间变换及操作

光谱增强与变换是通过对图像的亮度值的改变,来增强或减弱一些特征的信息,而空间变换侧重于图像的空间特征或频率。空间频率主要是指图像的平滑或粗糙程度。一般来说,高空间频率区域称之为“粗糙”,即图像的亮度值在小范围内变化很大(比如道路及房屋的边界)。而在“平滑”区,图像的亮度值变化相对较小,如平静的水体表面、大面积的农田、人工草地等。低通滤波主要用于加强图像中的低频成分,而减弱图像中的高频成分。高通滤波则相反,即加强高频细节,减弱低频信息。空间变换主要有空间卷积、傅里叶变换、空间尺度变换等三类。

1. 空间卷积

空间卷积只处理小范围的图像信息,即图像空间频率的增强(或减弱)是通过对每个像元周围的邻近像元的处理来实现的。对一幅图像进行空间卷积有两步:首先是建立一个包含一系列相关系数或权重因子的移动窗口。这些窗口的大小通常是一个奇数,如 3×3 , 5×5 , 7×7 等。然后,将这个窗口在整幅图像上移动,用窗口所覆盖的每个像元的亮度值乘上其对应的相关系数或权重所得到的总和(或像元平均值),代替其窗口中心像元的亮度值,从而得到一幅新的图像。

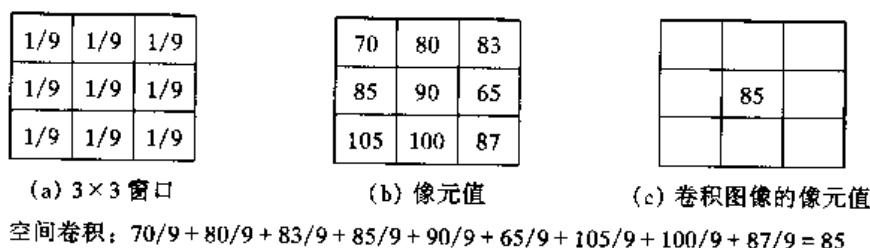


图 6.8 卷积概念

图 6.8 是一个简单的低通滤波示例,(a)是一个 3×3 的窗口所有的权重因子都是 $1/9$ 。(b)是一个 3×3 窗口内图像的亮度值,卷积(a)和(b)上得到了一个简单的平均值的(c)。

图 6.9 是对一幅圣地亚哥(San Diego) SPOT-PAN 图像的几幅有代表性的各种滤波图像。图中可见,低通滤波通过窗口内的平均,平滑或模糊了原图像的细节,但强调了原图像大范围上的亮度;高通滤波强调了空间细节,但失去了大范围上的亮度。事实上,高通滤波图像(d)是原图像(a)减去低通滤波图像(b)后得来的。

空间卷积对一幅图像的影响直接取决于移动窗口大小和其对应的相关系数(或权重)。理论上可选择窗口的大小和权重组合是无限的。你可以选择单一权重,或者根据某种统计模型(如高斯分布)来确实权重,或者根据你想要强调的信息来选择。下面我们主要讨论一下对图像边缘增强和提取的滤波器。

- 边缘增强从图 6.9 (d) 可见,高频成分的图像突出了图像的空间细节,通过夸大局部的对比度,比原图像能更好地突出线性特征。但是高频成分图像并不保留原图像

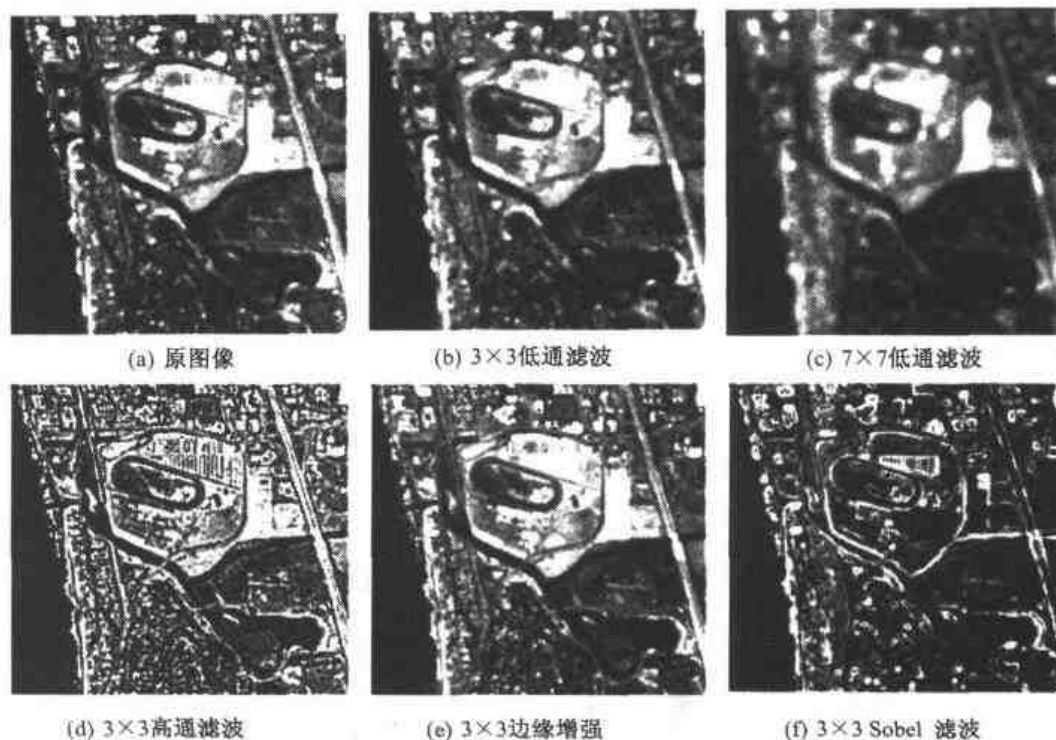


图 6.9 各种有代表性的滤波图像 (San Diego 的 SPOT 图像)

的低频成分。边缘增强图像 [图 6.9 (e)] 则侧重于保留低频成分的同时增强局部对比度，将部分或全部原图像的亮度值加到其高频成分图像上。

• 边缘检测，是通过有方向性的差值技术增强图像中的边缘，它主要是通过系统性地比较每个像元和其指定方向上邻近像元的亮度值，产生一个亮度差值的新图像。这个方向可以是水平的、垂直的或对角的。图 6.10 描述了一个简单的一阶差值，即主像元 (A) 以及用于一阶差值的像元 (B、C 及 D)。

A	B
C	D

水平的一阶差值: $DN_A - DN_B$

垂直的一阶差值: $DN_A - DN_C$

对角的一阶差值: $DN_A - DN_D$

图 6.10 像元 (A) 的一阶差值

一阶差值可以是正的或者负的，因此正常情况下，会在差值图像上加一个常数，以便于显示。另外，因为像元对像元的差值一般会比较小，因此其差值图像的亮度值范围会较小，显示时都必须做对比度拉伸。较为复杂的差值则是通过计算其左上角到右下角像元的差值，来增强图像中的边缘。

• 统计滤波器 (statistical filter)，测量图像的局部统计特征，然后用其统计值作为输出图像的像元值。其主要是计算小的邻近区 (窗口范围内) 的统计值，比如其均值、中值、最大值、最小值等的改变，从而用来消除噪音或者提取纹理特征。

2. 傅里叶变换

前面讨论的空间变换是在空间域即图像 (x, y) 坐标空间上的操作。另一类坐标空间可以用于图像分析的则是频谱域 (frequency domain) 的操作。用这种方法作用的是整幅图像，一幅图像通过傅里叶变换分解成不同频谱上的成分的线性组合。傅里叶变换有其严格的数学公式，在这里我们就不做具体的描述。

从概念上，傅里叶变换是利用不同振幅、不同频率和周期的正弦和余弦曲线上的值，组合图像上每个可能的空间频率。当一幅图像被分解成其频谱空间成分后，就可以将其显示在一个二维的散度图上 (通常被称为傅里叶谱)。

图 6.11 (b) 显示了图像 (a) 经过傅里叶变换后的谱图。其中低频成分集中于中

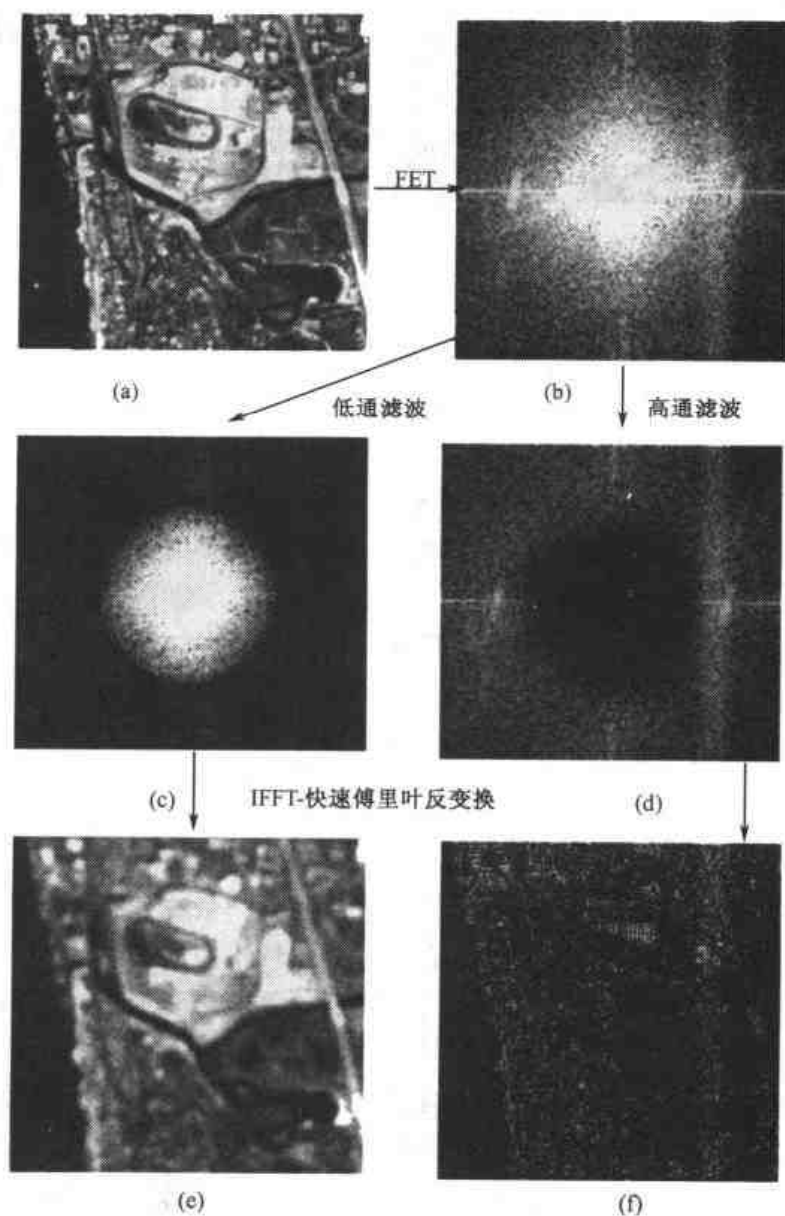


图 6.11 频谱域中的傅里叶变换及反变换

心,越向外其频谱越高。原图像中的水平特征显示在傅里叶谱图的垂直方向,原图像的垂直特征则显示在傅里叶谱图的水平方向。根据一幅图像的傅里叶谱图,可以进行反傅里叶变换,从而产生其原来的图像,因而图像的傅里叶谱图可以用来进行一系列的处理操作。比如空间滤波器可以直接用在傅里叶谱图上,然后进行反傅里叶变换,如图像(e)类似于原图像上直接进行低通滤波;图像(f)则是通过应用一个圆形的高通屏蔽滤波器,产生一个类似高通滤波的边缘提取图像。

3. 空间尺度变换

在许多情况下,我们希望能在一系列的空间尺度上提取一幅图像的空间信息,从而得到从小区域的细节到图像中大的特征信息。人类视觉系统能够轻易地做到这一点,但安装一个类似的系统在计算机算法中则是一个挑战性的任务。对此,提出了许多源自人的视觉系统模型和识别的算法。这些算法类似过滤器,被重复地用于不同空间尺度上(尺度金字塔),或者过滤器本身被尺度化,可以把它们归于一系列空间尺度滤波器。这类滤波器逐渐受到较高的重视,是因为它们将遥感图像的空间信息从局部到整体表现在一系列不同的空间尺度上,从而提供了一种表达图像信息的方法。最典型的这类滤波器有高斯(Gaussian)和拉普拉斯(Laplacian Pyramids)以及小波变换(wavelet transforms)。

• 图像多分辨率金字塔(Image Resolution Pyramids),是一种高效地对图像在全局及局部尺度上进行分析的方法。其主要是通过某种算法产生一系列不同空间尺度上的新图像系列。一种尺度金字塔可定义为: $I_L = \text{Aggregate}(I_{L-1})$,其中, I_L 是在 L 层上的图像,Aggregate是任何一种将 $L-1$ 层上的图像大小减小到 L 层图像大小的操作。最简单的可以是沿着每行每列,对 2×2 邻近像元均匀地向下采样,其在 L 层上图像的像元大小和原图像大小的关系为: $N_L = N_0/2^L$

图 6.12 是一个有四层金字塔的示例。

另一类较常用的 Aggregate 操作,是利用高斯参数的窗口,将图像卷积产生高斯金字塔。这种卷积不是对整幅图像,而是只对下一个层中所用到的像元,故较为高效。对应的扩展操作则对 L 层上的图像在每个行和列之间插入一行一列,进行反卷积而产生在 $L-1$ 层上的图像。

• 零交叉滤波(Zero-crossing filters)。前面提到的局部边缘提取滤波器的一个主要局限是只利用每个像元周围的邻接像元的信息,而大比例尺上的边界往往跨越许多像元,仅通过连接单个边缘像元来识别,则往往边界不易被提取。零交叉滤波金字塔,则是一种在多尺度上识别边缘的方法。其具体运算是利用一个 Laplacian-of-Gaussian (LOG) 滤波器,计算其变化值的二阶导数,来识别其重要变化。

• 小波变换。尺度金字塔和尺度空间过滤是小波转换的基础。小波变换理论提供了将图像分解成不同尺度组成的一种数学框架。它主要是用于决定卷积的特定窗口函

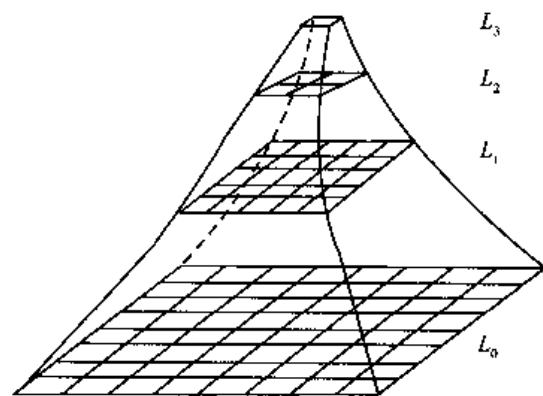


图 6.12 四层金字塔

数。成百种不同的小波函数被提出用来增强或模糊特定的特征。二维的离散傅里叶变换是将图像分解成不同全局正弦和余弦函数的和,而二维离散的小波变换是将一幅图像在每个尺度层上分解为四个组成部分之和。这四个组成部分可以认为是一个低通滤波后的低频成分,一个高频成分,以及一个水平高频成分和一个垂直高频成分,即一个低通滤波和三个高通滤波的图像。每个小波图像都可以通过反小波变换重建原图像(参见第8章的有关内容)。小波图像通常被用来描绘高频特征如点、线和边缘,这对于两幅图像的自动配准等非常有用。

§ 6.4 图像分类

图像分类总的目的是将图像中每个像元根据其在不同波段的光谱亮度、空间结构特征或者其他信息,按照某种规则或算法划分为不同的类别。最简单的分类是只利用不同波段的光谱亮度值进行单像元自动分类。另一种则不仅考虑像元的光谱亮度值,还利用像元和其周围像元之间的空间关系,如图像纹理、特征大小、形状、方向性、复杂性和结构,对像元进行分类。因此,它比单纯的单像元光谱分类复杂,且计算量也大。对于多时段的图像,时间变化而引起的光谱及空间特征的变化也是非常有用的信息。如对农作物的分类中,单时段的图像无论其多少波段,都较难区分不同作物,但是利用多时段信息,由于不同作物生长季节的差别,则比较容易区分。另外,在分类中,也经常利用一些来自地理信息系统或其他来源的辅助层,比如在对城市土地利用分类中,往往会参考城市规划图、城市人口密度图等等,以便于更精确地区分居住区和商业区。

此外,还可以根据分类过程中人工参与程度分为监督分类、非监督分类以及两者结合的混合分类等。我们将分别予以讨论。值得提到的是,在实际分类中,并不存在一个单一“正确”的分类形式。选择哪种方法取决于图像的特征、应用要求和能利用的计算机软硬件环境。

6.4.1 监督分类

监督分类(supervised),又称训练分类法,即用被确认类别的样本像元去识别其他未知类别像元的过程。已被确认类别的样本像元是指那些位于训练区的像元。在这种分类中,分析者在图像上对每一类别选取一定数量的训练区,计算机计算每种训练样区的统计或其他信息,每个像元和训练样本作比较,按照不同规则将其划分到和其最相似的样本类。

监督分类可分二个基本步骤:

1. 选择训练样本和提取统计信息

训练样本的选择需要分析者对要分类的图像所在的区域有所了解,或进行过初步的野外调查,或研究过有关图件和高精度的航空照片。其最终选择的训练样本应能准确地代表整个区域内每个类别的光谱特征差异。显然,训练样本的选择是监督分类的关键。因此,同一类别训练样本必须是均质的,不能包含其他类别,也不能是和其他类别之间

的边界或混合像元；其大小、形状和位置必须能同时在图像和实地（或其他参考图）容易识别和定位。比如，若整个区域的土壤类型和湿度因地而异，则选择针叶林训练样本必须考虑到不同土壤类型和湿度的针叶林。

另外，在选择训练样本时，还必须考虑每一类别训练样本的总数量。作为一个普遍的规则，如果图像有 N 波段，则每一类别应该至少有 $10N$ 个训练样本，才能满足一些分类算法中计算方差及协方差矩阵的要求。当然总的样本数量应根据区域的异质程度而有所不同。

训练样本的来源可以是：①实地收集，即通过全球定位系统（GPS）定位，实地记录的样本。②屏幕选择，即通过参考其他图或根据分析者对该区的了解，在屏幕上数字化每一类别有代表性的像元或区域，或用户指定一个中心像元，机器自动评价其周边像元，选择与其相似的像元。由于空间自相关性存在于邻近像元，邻近像元有很大可能具有相似的亮度值。一些研究结果表明从空间自相关数据中得到的训练样本会引起较高的分类误差。Gong and Howarth (1992) 曾比较了不同的采样策略，认为每间隔 N 个像元采集一个像元样本能得到最高分类精度^[15]。但这种方法需要大量人工时间，为了节省时间，小数量成组采样比较普遍。即每隔一定间隔采集几个连续的样本像元。对于环境异质的区域，普遍运用地理分层采样。即在进行分类前，将区域所有相关的引起像元光谱变化的重要环境因子都收集起来，比如土壤类型、湿度、大气条件等等。在图像上划出不同的环境因子空间分布，然后基于不同的环境因子（即地理层）选择训练样本。

训练样本选择后，为了比较和评价样本的好坏，需要计算各类别训练样本的基本光谱特征信息，通过每个样本的基本统计值（如均值、标准方差、最大值、最小值、方差、协方差矩阵、相关矩阵等），以检查训练样本的代表性、评价训练样本的好坏、选择合适的波段。评价训练样本的好坏一般有两种方法：图表显示和统计测量。

1) 图表显示

即是将训练样本的直方图、均值、方差、最大及最小值绘制成线状、散状等图，目视评价各类别训练样本的分布、离散度和相关性。最简单的方法就是均值图（图 6.13）。直方图则可以显示不同样本的亮度值分布，通常训练样本的亮度值越集中，其

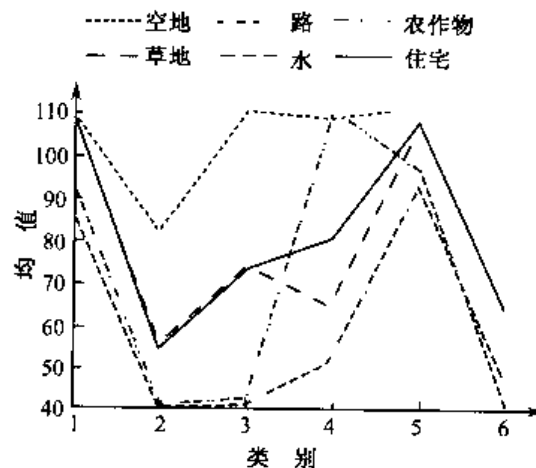


图 6.13 各类别在不同波段的均值

代表性越好。由于多数参数分类器都假设正态分布，因此每类训练样本，在每个波段的直方图应该趋于正态分布，只能有一个峰值。当其直方图有二个峰值时，则说明所选的训练样本中包含二种不同的类别，需要重新选择训练样本，或者对所选的训练样本重新赋予类别。有时也同时显示不同类别的样本在同一波段上的直方图，来检查各样本之间的分散性，如果在同一波段上不同类别的样本直方图互相重叠，则说明所选类别难以区分，需要重新选择或者确定类别。

特征空间二维图是另一种广泛用于评价训练样本的方法。此图同时显示图像中两个波段所有像元的分布，从而作为不同图像特征选择的背景。在特征空间二维图上越亮的区域所对应的像元越多，因此这种图能提供各波段之间相关度和一些非常有趣的亮度位置。图像的两个波段相关性越强，其对应的特征空间二维图上亮度的分布就越集中。

相关波谱的平行六面体或椭圆形图是在二维特征空间内基于训练样本在每个波段的均值和方差而绘制的。图 6.14 (a) 为 6 种训练样本在 TM 第 3、4 波段的特征空间利用 $\mu \pm 3\sigma$ (μ 为均值) 作出的相关波谱的椭圆形散度图。图中可见，若仅用第 3 波段分类，道路和居住区就容易被混淆；若仅用第 4 波段分类，空地和草地就会被混淆；而同时使用第 3、4 两个波段，这些类别则有较好的区分性。图中还可以看出，其主要的亮度区域基本上被训练样本覆盖，但草地、居住区和空地的标准方差很大，这说明这几类的训练样本并非是很好的均质样本，而其他的训练样本也许能有更好的均质性。图 6.14(b) 为 3 种训练样本(湿地、水体、沙地)在第 1、2 主成分特征空间中的散度图。

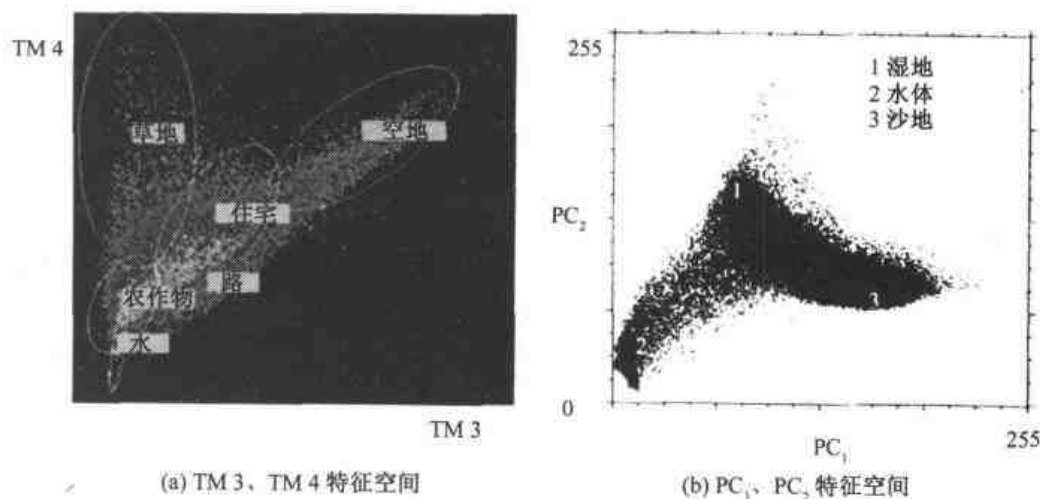


图 6.14 二维特征空间内不同类别的散度图

2) 统计测量

即利用统计方法来定量衡量训练样本之间的分离度。对于任何一个多波段图像，我们总希望用最少的波段来区分不同类别，而达到最高精度。通常对于训练样本，要按照一定的决策规则检查两种类型的误差。

- (1) 错分误差 (commission error): 即像元被分到一个错误的类别。
- (2) 漏分误差 (omission error): 即像元没有被分到其对应的类别。

除此之外, 转换的离散度, J-M 距离, Bhattacharyya 距离, 也是常用于决定不同样本在分类中优化波段组合的方法。它们一般都适用于正态分布的样本。

对于不同的应用环境, 监督分类中训练样本的选择和对其统计评价的步骤和方法都会有所不同。下面是一个基本的操作过程:

(1) 收集有关分类区的信息, 包括地图、航空像片或实地资料等, 以了解该区主要的分类类别及分布状况;

(2) 对图像进行检查, 对照已有的参考数据或者实地考察经验, 评价图像质量, 检查其直方图, 决定是否需要别的预处理, 如地形纠正、配准等, 并确定其分类系统;

(3) 在图像上对每一类别按照前面提到的标准选择训练样本, 训练样本必须是容易识别的, 均匀分布于全图;

(4) 对每一类别的训练样本, 显示和检查其直方图, 计算和检查其均值、方差、协方差矩阵, 以及其对应的特征空间相关波谱椭圆形图和不同的指示其分离度的统计指数等, 从而评估其训练样本的有效性;

(5) 根据上面 (4) 中的检查和评估, 修改训练样本, 必要时可重新选择和评估训练样本;

(6) 将训练样本的信息运用于合适的分类过程中。

2. 选择合适的分类算法

在监督分类中可以采用许多不同的算法, 将一个未知类别的像元划分到一个类别中。下面主要介绍其常用的几种算法:

1) 平行算法

平行算法又称为盒式决策规则, 是根据训练样本的亮度值范围形成一个多维数据空间。其他像元的光谱值如果落在训练样本的亮度值所对应的区域, 就被划分到其对应的类别中 (图 6.15)。图中显示 A 、 B 两个类别的训练样本在第 1 波段上的最小值和最大值分别为 $A_{\min 1}$, $A_{\max 1}$, $B_{\min 1}$ 和 $B_{\max 1}$, 在第 2 波段上为 $A_{\min 2}$, $A_{\max 2}$, $B_{\min 2}$ 和 $B_{\max 2}$, 则由这些值分别定义的亮度区域为 A 和 B 。所有其他像元在这两个波段的亮度值如果落在 A , 则这个像元就划分为 A 类。这个过程可以扩展到两个以上的波段和类别。

另外, 区域 A 和 B 也可以不用其最大值和最小值, 而是用其平均值和其标准方差。这种算法简明、直接, 能将大多数像元划分到一个类别。但是其缺点是当类别较多时, 各类别所定义的区域容易重叠。由于存在选择误差, 训练样本的亮度范围可能大大低于其实际的亮度范围, 从而造成很多像元不属于任何一类。在这种情况下, 必须采用其他规则来将这些没有被分类的像元划分到一个类别中。

2) 最小距离法

最小距离法是利用训练样本中各类别在各波段的均值, 根据各像元离训练样本平均值距离的大小来决定其类别。如图 6.16 在第 1、2 波段的散点图中, 类别 A 和 B 训练样本形成了两个类别集群 A 和 B , 其在两个波段的均值位于两个集群的中心 (A_1 , A_2), (B_1 , B_2)。假设有一个像元 C , 其光谱亮度值 (C_1 , C_2), 计算其离类别集群 A

和B 均值 (A_1, A_2)、(B_1, B_2) 的大小, 由于其距离 $AC < BC$ 近, 则其划分到类别 A 中。最小距离法在遥感分类中的应用并不广泛。其主要缺点是此方法没有考虑不同类别内部方差的不同, 从而造成一些类别在其边界上的重叠, 引起分类误差, 因此需要一些更高级复杂的测量距离的方法。

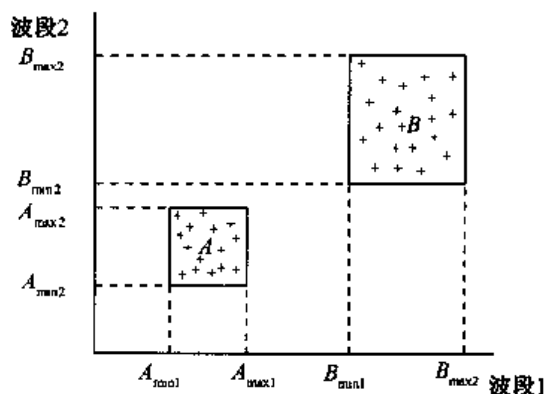


图 6.15 平行算法示意图

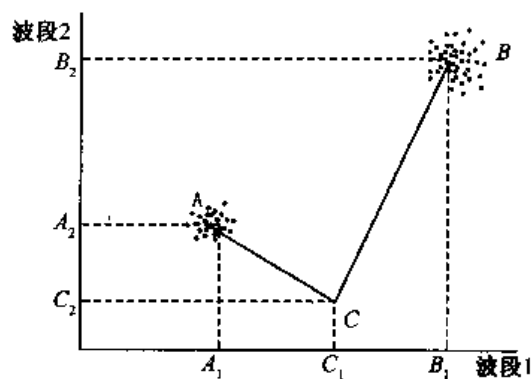


图 6.16 最小距离法示意图

3) 最大似然法

平行算法和最小距离法都是没有考虑到各类别在不同波段上的内部方差, 以及不同类别其直方图重叠部分的频率分布。假设类别 A 和 B 的均值亮度不同, 但其整个亮度分布之间有重叠, 在其重叠部分两类的频率是不同的。假设亮度值 C 落在其重叠区, 按照平行算法或最小距离法; 则 C 很难被归于 A 或 B, 除非我们定一个随意的阈值。最大似然法则是采用一个有效的决策规则来决定 C 是更相似于类别 A 或者类别 B。这种算法是根据训练样本的均值和方差来评价其他像元和训练类别之间的相似性。

最大似然法可以同时定量地考虑二个以上的波段和类别, 是一种广泛应用的分类器。但是这种算法的计算量比前面提到的算法大, 同时对不同类别的方差变化比较敏感。其基本的数学公式是基于正态分布的假设。

除了上面提到的三种算法, 还有许多其他算法, 包括基于概率分布的贝叶斯 (Bayes) 分类器, 基于同质基础的 ECHO (extraction and classification of homogeneous objects) 等等。

3. 监督分类的优缺点

监督分类的主要优点:

- (1) 可根据应用目的和区域, 有选择地决定分类类别, 避免出现一些不必要的类别;
- (2) 可控制训练样本的选择;
- (3) 可通过检查训练样本来决定训练样本是否被精确分类, 从而能避免分类中的严重错误。
- (4) 避免了非监督分类中对光谱集群组的重新归类。

监督分类的缺点:

(1) 其分类系统的确定、训练样本的选择, 均人为主观因素较强, 分析者定义类别也许并不是图像中存在的自然类别, 导致多维数据空间中各类别间并非独一无二, 而是有重叠; 分析者所选择的训练样本也可能并不代表图像中的真实情形;

(2) 由于图像中同一类别的光谱差异, 如同一森林类, 由于森林密度、年龄、阴影等的差异, 其森林类的内部方差大, 造成训练样本并没有很好的代表性;

(3) 训练样本的选取和评估需花费较多的人力、时间;

(4) 只能识别训练样本中所定义类别, 若某类别由于训练者不知道或者其数量太少未被定义, 则监督分类不能识别。

6.4.2 非监督分类

非监督分类 (unsupervised), 也称为聚类分析或点群分析。即在多光谱图像中搜寻、定义其自然相似光谱集群组的过程。非监督分类不需要人工选择训练样本, 仅需极少的人工初始输入, 计算机按一定规则自动地根据像元光谱或空间等特征组成集群组, 然后分析者将每个组和参考数据比较, 将其划分到某一类别中去。长期以来, 已经发展了近百种不同的自然集群算法, 如 ISODATA、链状方法等。这里仅简述最常用的 ISODATA 算法。

1. ISODATA 算法

ISODATA (Iterative Self-Organizing Data Analysis Technique) 即重复自组织数据分析技术。一般 ISODATA 需要分析者定义:

(1) 最大的集群组数量 C_{\max} (如 40 个), 通常这个数量都应该比最后的分类图中的类别多;

(2) 在循环中, 最大的类别不变的像元百分比。当达到这个百分比时, ISODATA 算法停止。但对有些图像, 这个百分比可能永远也达不到, 因此需要其他参数来中断这个计算;

(3) 最长的时间, 当 ISODATA 算法执行的时间达到这个指定的最大值, 不论其 (2) 中的像元百分比是否达到, ISODATA 算法即中断;

(4) 每个集群串中最小的像元数量、最大的标准方差;

(5) 最小的集群均值间距离, 如果两个之间的距离小于这个值, 则这两个组合并;

(6) 集群分散值, 这个值通常为 0。

ISODATA 算法是个循环过程, 其初始的集群组是随机地在整幅图像的特征空间选择 C_{\max} 。其基本的步骤为: ①初始随机地选择 C_{\max} 中心; ②计算其他像元离这些中心的距离, 按照最小距离规则划分到其对应的集群中; ③重新计算每个集群的均值, 按照前面定义的参数合并或分开集群组; ④重复 ②和 ③, 直到其达到最大不变像元百分比, 或者最长运转时间。

经过 ISODATA 算法得到的集群组只是一些自然光谱组, 需要分析者将每个集群组归到其对应的类别中, 这个过程通常需要参考其他的图, 如航片以及其他有关该区的

图, 或者用户本身对该区的了解。有时一些自然组可能是混合的, 不一定会对应于一个类别, 因此在实际应用中, 经过 ISODATA 算法得到的图, 分析者将一些易于识别的组归类后, 做成一个黑白掩膜图像, 用到原图像中, 过滤掉归类的部分, 留下难以归类的图像, 对这个残余图像重新运行 ISODATA 算法, 直到所有的集群组都能归类。

2. 非监督分类的优缺点

和监督分类相比, 非监督分类的主要优点表现在:

(1) 非监督分类不需要预先对所要分类的区域有广泛的了解和熟悉, 而监督分类则需要分析者对所研究区域有很好的了解从而才能选择训练样本。但是在非监督分类中分析者仍需要一定的知识来解释非监督分类得到的集群组。

(2) 人为误差的机会减少。非监督分类只需要定义几个预先的参数, 如集群组的数量, 最大最小像元数量等, 监督分类中所要求的决策细节在非监督分类中都不需要, 因此大大减少了人为误差。即使分析者对分类图像有很强看法偏差, 也不会对分类结果有很大影响。因此非监督分类产生的类别比监督分类所产生的更均质。

(3) 独特的、覆盖量小的类别均能够被识别, 而不会像监督分类那样被分析者的失误所丢失。

非监督分类的主要缺点来自于对其“自然”的依赖性:

(1) 非监督分类产生的光谱集群组并不一定对应于分析者想要的类别, 因此分析者面临着如何将它们和想要的类别相匹配的问题, 实际上几乎很少有一对一的对应关系。

(2) 分析者较难对产生的类别进行控制。因此其产生的类别也许并不能让分析者满意。

(3) 图像中各类别的光谱特征会随时间、地形等变化, 不同图像以及不同时段图像之间的光谱集群组无法保持其连续性, 从而使其不同图像之间的对比变得困难。

6.4.3 其他分类

1. 模糊分类

前面讲到的各种分类方法都是假设每个像元只能被归入一个类型中, 像元和类型之间只能是一对一的关系。但在事实上, 由于遥感图像分辨率及其他因素的影响, 图像中的像元所对应的地面实体并不只是一个类别, 而是二个或二个以上类别的混合体。比如, TM $30\text{m} \times 30\text{m}$ 的像元所对应的居住区也许是由房屋、草地、道路组成的, 将其归到单一的房屋、草地或道路明显地会引起分类中很大误差。

模糊分类就是允许根据其混合类型的百分比将一个像元归到几个类型。比如区分上面提到的房屋、道路和草地, 如果一个像元 50% 是草地、20% 是房屋、30% 是道路, 则在模糊分类中, 这个像元属于这三种类型的成分分别为 0.5、0.2 和 0.3, 而在传统的分类中, 这个像元往往被归为草地。

一般其像元中所对应的各类型百分比是由一个各类型百分比函数来决定的, 如图 6.17 是一个简单的三种类型示意图。X 轴上代表的是像元亮度值, Y 轴代表的是各类型的百分比。如果像元亮度值在 a_1 和 a_2 间, 则被划到草地类, 在 b_1 和 b_2 间则归为道

路, c_1 和 c_2 间则归为房屋, 这与传统分类法相似。但在其他亮度范围的像元则按照其百分比划到几种类型中。

模糊分类的原理被广泛地应用于许多领域, 在遥感图像分类中尤其重要, 从理论上, 模糊分类提高了图像分类的精度。由于模糊分类仍需要利用传统的分类规划, 在实际应用中其对分类精度提高因情况而异。

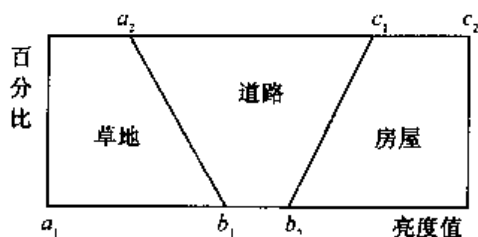


图 6.17 模糊分类中各成分百分比函数

2. 空间结构纹理分类

单纯的光谱分类器只考虑图像的光谱特征, 但在实际景观中, 由于地物是具有一定空间结构特征的, 如城市的居住区多是由树木、草地、道路、房屋顶、停车地等组成的。因此在分类中, 利用其空间特征纹理的差异可以比较容易地区分不同类型, 而单纯的亮度信息则不一定能很好地区分不同类型。人类眼睛具有很好地区分不同空间特征的能力, 利用不同的定量化方法计算其空间特征, 然后用于分类中, 被许多人所提倡。而实际的研究结果也表明利用空间结构对于许多城市土地利用分类, 以及一些高精度图像分类尤其重要。

空间结构分类器主要是利用一些测量空间纹理结构的函数得到新的层。一般这些函数都是利用一定的窗口测量像元和其周边像元之间的关系, 比如说在 5×5 窗口内像元之间的方差、空间相关系数等。将这些层加到原始图像的光谱层中, 从而对混合图像进行分类。

一般较多的邻接像元运用于空间纹理结构计算中, 其相对的分类精度提高比较明显 (如 32×32 个像元)。但大量邻接像元的使用会混合不同类型边缘像元的数量。同时较大的窗口也会降低图像的分辨率。

3. 人工智能神经网络方法

人工智能神经网络方法 (简称神经网络法) 是利用计算机模拟人类学习的过程, 建立输入和输出数据之间联系的程序。这种程序模仿人脑学习的过程, 通过重复地输入和输出训练, 来增强和修改输入和输出数据之间的联系。通常人工神经网络包括三层, 即输入层、输出层和隐含层。此方法将在第 11 章中论述, 这里就不赘述。

6.4.4 用于分类的辅助数据

辅助数据是指用于帮助图像分析和分类的非图像信息, 包括航空像片、地图、各类专题图、野外考察、报告等。在数字化图像分析中, 辅助数据通常是被转化成数字化的格式, 如 GIS 中的各种地形图、土壤图、植被图等。

数字化的辅助数据一般有两种使用方式, 一是将辅助层简单地加到图像现有的光谱数据中, 将辅助层看成是另一个单一的图像波段, 并将这种复合的图像进行监督或非监督分类; 二是使用分层分类策略, 将光谱图像先进行分类, 然后利用辅助数据将其分成

几个层,将每个层按照一定的规则重新分类或者精确化初始的分类结果。这种方法可以根据辅助数据将所研究的重点类别或者难以分类的类别孤立出来,允许复杂的分类算法有效地运用于这些类别中,从而提高分类精度。

利用辅助数据的一个主要障碍是辅助数据和遥感数据之间的不匹配。由于多数辅助数据并不是用来为遥感数据应用服务的,因此其数字化辅助数据对应的比例尺、分辨率、时间、精度以及记录格式很少和遥感图像相匹配。当其应用于遥感图像分类时,有时必须对其进行预处理,以保证其与图像之间的物理匹配。但这种处理往往会引起额外的误差,阻碍了辅助数据的有效应用。

另外,随着越来越多数字化的辅助数据增多,特别是各种地理信息库的建立,选择哪种辅助数据也成为重要的决策问题。比如对于山区的植物分类,其地形高度、坡度和坡向是一些有用的辅助信息,帮助确定植被的类型。但在其他分类中,地形也许就不是一个关键的因素。虽然有人提倡尽可能多的利用所有相关辅助数据,但考虑到其中的时间和其他代价,这种提议显然并不是最好的。仔细地选择和决定重要的辅助数据应该是必需的。

在前而我们只简单地介绍几种常用的分类方法,但需要提到的是在实际应用中远不止以上提到的几种选择。目前多数的分类软件中都有十几种分类方法可供选择,但选择何种分类器应根据具体应用目的,以及算法的方便性等。

虽然每个分析者对于选择不同的分类方法都会有一个感性的认识,但是系统而定量地检查由于不同分类器带来的误差却不是很容易的。典型的精度评估可以在保持其他因素(如训练样本)不变的情况,运用不同的分类方法对同一图像进行分类,其分类精度的差异可以看成是不同分类方法引起的。

§ 6.5 误差和精度评价

遥感数据是地理信息系统中重要的数据源,随着遥感与地理信息系统的整合,许多遥感数据以及从遥感数据中提取的专题地图数据被用来定量地分析社会及环境问题。地理信息系统用户关心的一个重要问题就是这些遥感数据以及从遥感数据中提取的数据中所包含的错误类别及其精度高低。遥感和地理信息系统中数据获取、处理和分析过程中的各种错误源,其单个或累积效果往往是很难一一追踪的。在遥感过程的各个环节均会产生误差或错误。如遥感数据获取过程中的各种由于轨道位置不稳定、太阳高度、大气、地形等引起的几何和光谱变形;在几何和光谱校正的数据处理过程中由于模型不完善或者不适当运用,或者使用者人为错误;在数据分析过程中分类方法的选择,训练样本的提取,各种参数的选择;由矢量数据与栅格数据相互转换时所引起的位置或属性误差等。图像分类是主要的遥感制图分析方法,我们主要讨论图像分类过程中的精度评价。

图像精度指的是一幅不知道其质量的图像和一幅假设准确的图像(参考图)之间的吻合度。如果一幅分类图像中的类别和位置都和参考图接近,我们就称这幅分类图像的精度高。精度评价对于遥感分类很重要,因为一幅分类图像的精度直接影响从遥感图像的制图以及得来的报告对于实际土地、环境管理,以及其他数据分析的有用性和用这些

数据进行科学研究的合理性。

精度评价必须客观地通过某种方法,定量地将一幅图像和另一幅同一区域的参考图像或其他参考数据进行对比。任何用户都不会在没有足够证据前提下,接受对一幅遥感成图的科学性、质量与精度的评价。事实上,精度评价不是一项容易的事,因为要取得合理的精度评价数据往往是困难的。

6.5.1 误差来源及其特征

分类误差来源和特征的分析既是对分类过程的检验,也是对分类结果进行改进的重要前提工作。任何图像分类过程中都会有误差,通常造成分类误差的原因是多样的。例如,所研究区域内土地覆盖类型与自然景观的多样性、遥感数据空间分辨率的影响,分类时所采用的分类系统与数据资料的匹配程度,以及分类所采用的算法与步骤等。总的来说,误差主要有二类,一类是位置误差,即各类别边界的不准确;另一类是属性误差,即类别识别错误。在目视解译中,往往由于解译者的错误判断、过度的边界平滑、图像配准误差或者不同解译者的标准不同,以及其他因素而引起位置误差。不同地物由于其光谱反射相似,而很容易造成属性识别错误。另外一些是略为复杂的错误,比如位于不同类别边界上的一些混合像元,由于其像元亮度值不接近任何一类有代表性的类别,在多数分类过程中都容易引起分类错误。

图像中各类别的特性直接影响分类精度。一般来说,简单、均一的地表景观比较容易取得高的分类精度,而复杂、异质、破碎的地表景观则容易形成高的分类误差。因此图像各类别的大小、数目、形状、组合方式,各类别之间的差异性、对比度等都会影响分类精度。通常,这些因素在不同区域、不同时间是不一样的,因此一幅图像分类的精度是很难从不同区域的其他图像,或者同一区域、不同时期的图像分类中来预测的。这些因素在时间与空间上均可变化,进而影响到分类的精度与误差的分布。

就遥感器的因素而言,其空间、辐射、光谱分辨率以及相互作用也可能成为分类误差产生的重要原因。在遥感图像预处理中进行的辐射和几何校正有可能对后续分类引入某些误差,例如,几何校正的重抽样可能会改变某些像元的原始数据,从而引入原始数据中并不具有的特征,进而影响分类结果的准确性。

分类误差在一幅图像上并不是随机分布的,而是显示出一定的系统性和规则性。误差分布往往是与不同类别(某一类或某几类)的分布相关联;误差的出现与类别中的形状大小、空间排列组合的方式相联系;另外被错误分类的像元并不是孤立的,而是其像元之间有一定的联系,其形状和分布位置往往有一定规律,比如误差往往集中于几种不同类别过渡的边界上,或误差的大小和出现几率与类别的均一程度相关。

总之,了解和分析分类误差产生的原因和分布特征无论对已分类的结果进行修订或对以后的分类方法加以改进都具有十分重要的作用。

6.5.2 精度评价方法

精度评价是对两幅图像进行比较,其中一幅是要进行评价的遥感分类图像,另一幅

是假设精确的参考图。显然,参考图本身的准确性很重要,如果一幅参考图本身有误差,那么基于参考图上的精度评价不准确。由于地表信息是随时间、地点而变化的,因此参考图也应随时间而变。如果我们只想比较两幅图之间的不同,而不想比较其绝对的精度,那么就不必假设一幅图(参考图)比另一幅图更精确,比如当我们比较同一区域由不同传感器,或者由不同分类方法,或者由不同人分析的两幅分类图,我们就不需要假设其中一幅图比另一幅图精度高。

精度评价最好是比较两幅图像中每个像元之间的一致性。但在多数情况下,我们很难取得一整幅精确的参考图,因此大多数精度评价都是对图像采样的一部分像元进行评价,其参考类别可以通过野外考察、更详细的航空像片,或者其他来源的分类图上得到。通常把训练样本分为两部分,一部分用于分类,另一部分用于精度评价。值得提到的是精度评价的不同采样方法以及分类方法对分类精度有很大的影响。

1. 采样方法

由于遥感观测涉及的空间广大、类型复杂,如何设计既有可靠的统计理论基础,又能在实践中可行的采样方法是进行精度评价的一个关键问题。首先,采样设计应当采用概率采样,以确保样本的代表性和有效性,使利用样本估计总体参数建立在可靠的基础之上。

精度评价中有不同的采样方法,常用的概率采样方法包括简单随机采样、分层采样、聚点式集群采样以及系统采样等。不同的采样方法所采用的参数估计的具体形式和计算公式不同,它们各具有一定的优缺点。具体采用哪种方法,应考虑分类系统和应用目的的影响,依据精度评价的目的而定。

1) 简单随机采样

简单随机采样的最大优点在于其统计上和参数估计上的简易性。即在分类图上随机地选择一定数量的像元,然后比较这些像元的类别和其标准(或实际)类别之间的一致性。应用此设计,所有样本空间中的单元被选中的概率都是相同的。在此基础上所计算出的有关总体的参数估计也是无偏的,但是其对应的时间花费相对较多。如果所研究区域内各种类型分布均匀,且面积差异不大,则简单随机采样应予以优先考虑。相反,如果地域内类型的空间分布不均匀,或出现空间上稀少并群集的类型,采用简单随机采样就有可能遗漏这些类型,或抽取不到足够数量的样本。

2) 分层采样

当图像中某些类别占的数量很小时,随机采样往往会丢掉这些类别。为了保证每个类别都能在采样中出现,可以用分层采样,即分别对每个类别进行随机采样。分层采样往往是为保证在采样空间或类型选取上的均匀性及代表性所采用的方法。分层的依据可因精度评价的目标而异。常用的分层有地理区、自然生态区、行政区域或分类后的类别等。

在每层内采样的方式可以是简单随机或系统采样。如没有特殊需要,随机采样可取得较好的样本。但在野外调查或采样时有可能遇到一些困难,如是否能到达采样地点

等；如在层内采用系统采样往往也可获得区域中具代表性的样本，且较容易进行野外作业。

利用分层系统采样时应注意的一个问题是类别在空间分布上的自相关性。因为如果系统采样的样本的空间分布正好与某些类别的空间分布具有相关关系，则所抽取样本的独立性便不能得到保证，这将直接影响由样本估计总体参数的可靠性。因此在设计分层系统采样时，应细心考察类别空间分布的自相关性，并在采样设计时予以注意。

3) 聚点或集群采样

聚点采样也是一种经常采用的较为经济的采样方法。聚点采样往往先在样本空间内抽取一定数量的主样本（每个主样本可以是一个多边形、一平方公里范围或一张航空像片等），然后在每一个主样本内再抽取若干个二级样本作为地面实地考察的对象。比如在每个多边形或每张航片之内抽取一定数量的样本。这种采样方式能够在有限的空间范围内取得更多的样本，以利于野外调查和样本数据的收集。

相对于简单随机或系统采样，聚点采样可节省一定的人力物力资源，如设计合理，也可以取得能够满足需要的总体参数估计。与系统采样类似，聚点采样也可能遇到空间自相关的问题。由于二级样本的抽取都限定在所选的主样本范围之内，所以处在同一主样本内的二级样本在空间上距离相近。如果类别的空间分布具有明显的自相关性，则某些二级样本可能不具有独立代表性。

采样数量：用于精度评价的像元数量通常难以统一决定。但是对每个类别应有一定的数量保证，如 Congalton (1991) 曾经建议精度评价的每个类别至少有 50 个像元；当区域很大或者分类类别较多时，每类的最小数量应增加到 75~100 个；当然这个数量需要根据每个类别各占多少而有所调整^[16]。

对于样本的正确描述和评估是保证精度评价质量的关键一环。在对地面单元样本进行野外勘察或航片解译时，事先一定要设定好统一的关于样本描述和评估的步骤方法，对各类别的特征进行定性和定量的描述。

2. 误差矩阵与精度估计量

样本是分类精度评价的基本单元，可靠的样本数据将给计算统计量和进行精度评价提供必要的基础资料。在有了良好采样方案和可靠的样本数据的基础上，便可讨论如何进行精度估计中统计量的选择和分析，以最终获取精度估计的参数。最常采用的是建立误差矩阵（或称混淆矩阵），以此计算各种统计量并进行统计检验，最终给出对于总体的和基于各种地面类型的分类精度值。

1) 误差矩阵

误差矩阵（也称混淆矩阵）用来表示精度评价的一种标准格式。误差矩阵是 n 行 n 列的矩阵，其中 n 代表类别的数量，一般可表达为以下形式（表 6.4）：

其中： p_{ij} 是分类数据类型中第 i 类和实测数据类型第 j 类所占的组成成分；

$$p_{i+} = \sum_{j=1}^n p_{ij} \text{ 为分类所得到的第 } i \text{ 类的总和；}$$

$p_{+j} = \sum_{i=1}^n p_{ij}$ 为实际观测的第 j 类的总和; P : 样本总数。

表 6.4 误差矩阵表

实测数据 类型	分类数据类型					实测总和
	1	2	n	
1	p_{11}	p_{21}	P_{n1}	P_{+1}
2	P_{12}	p_{22}	P_{n2}	P_{+2}
...
...
n	p_{1n}	p_{2n}	p_{nn}	P_{+n}
分类总和	P_{1+}	P_{2+}	P_{n+}	P

表 6.5 是一个误差矩阵的示例。一般误差矩阵的左边 (y 轴) 代表的是参考图上的类别, 上部 (x 轴) 代表的是要评价图像上的类别。当然有时 x 轴和 y 轴也可交换。在矩阵中列出的是像元数量 (或者像元所占的百分比)。表中, 总共有 181 个像元是居住区, 这些像元都被正确地分类, 即参考图像上居住区的 181 个像元, 均在被评价图像上被识别区分出来; 在第一行列出的其他像元数表示在参考图上的居住区被错误地指定为其他类的像元数量; 而在第一列中的其他像元数表示在被评价图像上被错误地指定为居住区的其他类别的数量。显然, 误差矩阵中对角线上列出的是正确分类的像元数量。最右边一列是每类别在参考图上的总数量, 而底部的一行显示的是每类别在所评价图像上的总数量。

表 6.5 误差矩阵实例

		被 评 价 的 图 像				
		居住区	空地	植被	道路	总和
参考 图像	居住区	181	11	65	5	262
	空地	10	1	3	0	14
	植 被	48	3	96	1	148
	道 路	5	1	8	62	76
	总 和	244	16	172	68	500

总体精度 = $(181 + 1 + 96 + 62) / 500 = 69.4\%$

	制图精度	漏分误差	用户精度	错分误差
居住区	$181/262 = 69.08\%$	30.92%	$181/244 = 74.18\%$	25.82%
空地	$1/14 = 7.14\%$	92.86%	$1/16 = 6.25\%$	93.75%
植 被	$96/148 = 64.86\%$	35.14%	$96/172 = 55.81\%$	44.19%
道 路	$62/76 = 81.58\%$	18.42%	$62/68 = 91.18\%$	8.82%

近年来为满足不同的目的和要求, 出现了一些土地覆盖精度评价的新方法。包括利用模糊集合理论进行模糊评价和利用多元统计分析中合成统计量对复杂土地类型进行定量描述与分析, 并给出在概率意义上的精度估计。目前这些新的方法还在不断的发展与完善之中。

2) 基本的精度估计量

针对误差矩阵的基本统计估计量包括:

(1) 总体分类精度:

$$p_c = \sum_{k=1}^n p_{kk} / p \quad (6.11)$$

它是具有概率意义的一个统计量, 表述的是对每一个随机样本, 所分类的结果与地面所对应区域的实际类型相一致的概率。

(2) 用户精度 (对于第 i 类):

$$p_{u_i} = p_{ii} / p_{i+} \quad (6.12)$$

它表示从分类结果 (如分类产生的类型图) 中任取一个随机样本, 其所具有的类型与地面实际类型相同的条件概率。

(3) 制图精度 (对于第 j 类):

$$p_{A_j} = p_{j+} / p_{+j} \quad (6.13)$$

它表示相对于地面获得的实际资料中的任意一个随机样本, 分类图上同一地点的分类结果与其相一致的条件概率。

总体精度、用户精度和制图精度从不同的侧面描述了分类精度的统计估计, 是简便易行并具有统计意义的统计量。与这些统计量相关联的度量还有经常提到的漏分与错分概率。所谓漏分误差 (omission) 即指对于地面观测的某种类型, 在分类图上任取一样本, 其被错划分为其他不同类型的概率, 也就是实际的某一类地物有多少被错误地分到其他类别。而错分误差 (commission) 则指对于所分出的某一类型, 任取一个样本, 它与实际地面观测类型不同的概率, 也就是图像中被划为某一类地物实际上有多少应该是别的类别。漏分误差与制图精度为互补, 而错分误差与用户精度为互补。

当检查误差矩阵中各数据关系时, 其地图用户看到的是分类图中各类别的可信度, 而制图分析者关心的是用于产生这张分类图的方法的好坏。从用户角度, 误差矩阵显示的是用户精度, 从制图者角度, 其显示的是制图精度。在计算两者时, 其主要的区别是精度计算时的基数。对制图精度, 其基数是参照图像上各类别的总数量; 对用户精度, 其基数是被评价图像上各类别的总数量。如上表中, 对居住区, 其制图精度为 $181/262$, 即 69.08% ; 而其用户精度为 $181/244$, 即 74.18% 。用户精度指示的是这幅图的可靠性。表中表示被评价图像中标明为居住区的像元中, 有 74.18% 对应于实际的居住区; 而制图精度则告诉制图者在实际为居住区的地表, 有 69.08% 被正确地分到居住区这一类。

3. Kappa 分析

在对误差矩阵进行分析得出其总体精度、用户和制图精度后, 我们往往仍需要一个

更客观的指标来评价分类质量, 比如两幅图之间的吻合度。利用总体精度、用户或制图精度的一个缺点是像元类别的小变动可能导致其百分比变化。运用这些指标的客观性依赖于采样样本以及方法。

Kappa 分析采用另一种离散的多元技术用来克服以上的缺点。Kappa 分析产生的评价指标被称为 K_{hat} 统计, K_{hat} 是一种测定两幅图之间吻合度或精度的指标, 其公式为^[16]

$$K_{\text{hat}} = \frac{N \sum_{i=1}^r x_{ii} - \sum_{i=1}^r (x_{i+} x_{+i})}{N^2 - \sum_{i=1}^r (x_{i+} x_{+i})} \quad (6.14)$$

式中: r 是错误矩阵中总列数 (即总的类别数); x_{ii} 是错误矩阵中第 i 行、第 i 列上像元数量 (即正确分类的数目); x_{i+} 和 x_{+i} 分别是第 i 行和第 i 列的总像元数量; N 是总的用于精度评估的像元数量。

将上表中的相关数据代入公式 (6.14), 得出的 K_{hat} 统计值:

$$K_{\text{hat}} = \frac{500 \times (181 + 1 + 96 + 62) - (244 \times 262 + 16 \times 14 + 172 \times 148 + 68 \times 76)}{500^2 - (244 \times 262 + 16 \times 14 + 172 \times 148 + 68 \times 76)} \\ = 48.5\% \quad (N = 500)$$

表 6.5 总精度为 69.4%。其总精度只用到了位于对角线上的像元数量, 而 K_{hat} 则既考虑到了对角线上被正确分类的像元, 同时也考虑到了不在对角线上各种漏分和错分误差。因此, 这两个指标往往并不一致。在一般精度评价中, 应同时计算以上各种指标, 以便尽可能地得到更多的精度信息。

精度评价是一个复杂的过程, 尽管精度评价过程中一些重要的问题已经得到了一致公认, 但仍有许多没有解决的问题, 比如精度评价中不同采样方法的客观性, 是否存在较好的采样方法; 如何比较两个从不同采样方法得到的误差矩阵等等。这一节只是提供一些知识背景, 有兴趣者可进一步参考有关文献, 或者关注目前这方面的研究文章。

参 考 文 献

- [1] 徐冠华主编, 1994, 三北防护林地区再生资源遥感的理论及其技术应用, 中国林业出版社。
- [2] [日] 遥感研究会编, 刘勇卫、贺雪鸿译, 1993, 遥感精解, 测绘出版社。
- [3] 陈述彭, 赵英时, 1992, 遥感地学分析 (修订本), 台湾文化大学出版部。
- [4] Teillet P. M. & G. Fedosejevs, 1995, On the dark target approach to atmospheric correction of remotely sensed data, *Canadian Journal of Remote Sensing*, 21(4): 374 ~ 387.
- [5] Marsh S.E. & J. B. McKeon, 1983, Integrated analysis of high-resolution field and airborne spectroradiometer data for alteration mapping, *Economic Geology*, 78(4): 618 ~ 632.
- [6] Clark R. N. & T. L. Roush, 1984, Reflectance Spectroscopy: Quantitative Analysis Techniques for Remote Sensing Application, *Journal of Geophysical Research*, 89: 6329 ~ 6340.
- [7] Kruse F.A., 1988, Use of Airborne Imaging Spectrometer data to map minerals associated with hydrothermally altered rocks in the northern Grapevine Mountains, Nevada and California, *Remote Sens. Environ.*, 24(1): 31 ~ 51.
- [8] Kruse F.A., K. S. Kierein-Young & J. W. Boardman, 1990, Mineral mapping at Cuprite, Nevada with a 63-channel imaging spectrometer, *Phot. Engin. and Remote Sens.*, 56(1): 83 ~ 92.
- [9] Rast M., S. J. Hook, C. D. Elvidge & R. E. Alley, 1991, An evaluation of techniques for the extraction of mineral absorption features from high spectral resolution remote sensing data, *Phot. Engin. and Remote Sens.*, 57(10):

1303 – 1309.

- [10] Motrena P. & J. M. Rebordao, 1998, Invariant models for ground control points in high resolution images, *Int. J. Remote Sens.*, 19(7).
- [11] Wu Bingfang, Liu Haiyan, 1996, A simplified method of accurate geometric correction for NOAA AVHRR IB data, *Int. J. Remote Sens.*, 18(8).
- [12] Griffith D.A. & C.G. Amrhein, 1991, Statistical analysis for geographers, Englewood Cliffs, NJ; Prentice Hall, 75 – 113.
- [13] Wang, F., 1993, A knowledge-Based Vision System for Detecting Land changes at Urban Fringes, *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, 33:136 – 145.
- [14] Kauth R.J. & G.S. Thoams, 1976, The Tasseled Cap - A Graphic Description of the Spectral-Temporal Development of Agricultural Crops as Seen by Landsat, *Proceedings, Symposium on Machine Processing of Remotely Sensed Data*, West Lafayette, IN; Laboratory for Applications of Remote Sensing, pp. 41 – 51.
- [15] Gong P. & P. Howarth, 1992, Frequency-based Contextual Classification and Gray-level Vector Reduction for Land-use Identification, *Photo. Engin. and Remote Sens.*, 58(4); 423 – 437.
- [16] Congalton R. G., 1991, A Review of Assessing the Accuracy of Classifications of Remotely Sensed Data, *Remote Sens. Environ.*, 37: 35 – 46.
- [17] Campbell J. B., 1996, Introduction to Remote Sensing, Second Ed., New York, The Guilford Press. 622.
- [18] Jensen J.R., 1996, Introductory Digital Image Processing - A Remote Sensing Perspective, Second Ed. Upper Saddle River, NJ; Prentice Hall, 316p.
- [19] Castleman K.R., 1996, Digital Image Processing. Englewood Cliffs, NJ; Prentice Hall, 667.
- [20] Jahne B., 1991, Digital Image Processing. New York: Springe-Verlag, 383.
- [21] Russ J.C., 1992, The Image Processing Handbook. Boca Raton, FL: CRC Press, 445.
- [22] Schowengerdt R. A., 1997, Remote Sensing Models and Methods for Image Processing, Second Ed., San Diego, Academic Press, 522.
- [23] Chavez P. S., 1996, Image-based atmospheric correction - revisited and improved, *Photo. Engin. and Remote Sens.*, 62(9):1025 – 1036.
- [24] Richter R., 1996, A spatially adaptive fast atmospheric correction algorithm, *Int. J. Remote. Sens.*, 17(6); 1201 – 1214.
- [25] Richter R., 1996, Atmospheric correction of satellite data with haze removal including a haze/clear transition region, *Computer and Geosciences*, 22(6); 675 – 681.
- [26] Haralick R. M, 1986, Statistical Image Texture Analysis, Handbook of Pattern Recognition and Image Processing, T. Y. Young and K.S.Fu, (eds). New York; Academic Press, pp:247 – 280.
- [27] Barnsley M.J. & S.L. Barr, 1996, Inferring Urban Land Use from Satellite Sensor Images Using Kernel-Based Spatial Reclassification, *Photo. Engin. and Remote Sens.*, 62(8); 949 – 958.
- [28] Cetin h. & D. Levandowski, 1991, Interactive Classification and Mapping of Multi-Dimensional Remotely Sensed Data Using n-Dimensional Probability Density Functions (nPDF), *Photo. Engin. and Remote Sens.*, 57(12); 1579 – 1587.
- [29] Clark C. & A. Canas, 1995, Spectral identification by artificial neural network and genetic algorithm. *Int. J. Remote. Sens.*, 16(12); 2255 – 2275.
- [30] Finn J. T., 1993, Use of the Average Mutual Information Index in Evaluating Classification Error and Consistency, *Int. J. Geographical Information Systems*, 7(4); 249 – 366.
- [31] Mark J.C., 1998, Spectral Shape Classification of Landsat TM Imagery, *Photo Engin. and Remote Sensing*, 64 (9);905 – 913.
- [32] Jonathan H. S., James D. W., Steven V. S. & L. Yang, 2002, Impacts of Patch Size and Land-cover Heterogeneity on Thematic Image Classification Accuracy, *Photo. Engin. and R. S.*, 68(1); 65 – 70.
- [33] Hudson W. & C. Ramm, 1987, Correct Formulation of the Kappa Coefficient of Agreement, *Photo. Engin. and*

Remote Sens., 53(4):421 - 422

- [34] Bruin S. de, 2000, Predicting the Areal Extent of Land-Cover Types Using Classified Imagery and Geostatistics, *Remote Sensing of Environ.*, 74(2): 387 - 396.
- [35] Brian M. Steele, 2000, Combining Multiple Classifiers - An Application Using Spatial and Remotely Sensed Information for Land Cover Type Mapping, *Remote Sensing of Environ.*, 74(3): 545 - 556.
- [36] Kontoes C.C. & D. Rokos, 1996, The Integration of Spatial Context Information in an Experimental Knowledge-based System and the Supervised Relaxation Algorithms - Two Successful Approaches to Improving SPOT-XS classification, *Int. J. Remote Sensing*, 17(16):3093 - 3106.
- [37] Lam S., 1993, Fuzzy Sets Advance Spatial Decision Analysis, *GIS World*, 6(12):58 - 59.
- [38] Buttenfield B. P., 1993, Representing Data Quality, *Cartographica*, 30(2 - 3):1 - 7.
- [39] Cromley R. G., 1996, A comparison of optimal classification strategies for choroplethic displays of spatially aggregated data, *Int. J. GIS.*, 10(4):405 - 424.
- [40] Borak J. S., 1999, Feature selection and land cover classification of a MODIS-like data set for a semiarid environment, *Int. J. Remote Sensing*, 20(5): 919 - 938.
- [41] Ehlschlaeger C. & M. F. Goodchild, 1994, Uncertainty in Spatial Data: Defining, Visualizing, and Managing Data Errors., *Proceedings of GIS/LIS 1994*, pp. 246 - 253. Phoenix AZ.
- [42] Lunetta R. S., R. G. Congalton, L. K. et al., 1991, Remote Sensing and Geographic Information System Data Integration: Error Sources and Research Issues, *Phot. Engin. and Remote Sens.*, 57(6): 677 - 687.
- [43] Fotheringham A. S., M. Charlton & C. Brunsdon, 1996, The geography of parameter space: an investigation of spatial non-stationary, *Int. J. GIS.*, 10(5):605 - 627.
- [44] Morad M., A. I. Chalmers et al., 1996, The role of root-mean-square error in the geo-transformation of images in GIS, *Int. J. GIS.*, 10(3): 347 - 353.
- [45] Nugent J. L., 1995, Quality Control Techniques for a GIS Database Development Project, *Phot. Engin. and Remote Sens.*, 61(5):523 - 527.

第7章 遥感综合分析方法

§ 7.1 地学相关分析法

遥感图像反映的是某一区域特定地理环境的综合体,它是由相互依存、相互制约的各种自然-人文景观、地理要素等所构成,同时包含了地球各圈层间的能量、物质交换。既然遥感信息综合地反映了地球系统各要素的相互作用、相互关连,那么,各种要素或地物的遥感信息特征之间也就必然具有一定的相关性。这使人们在利用遥感技术手段认识地球时,就有可能考虑和利用这种信息相关。

所谓遥感地学相关分析,指的是充分认识地物间的相关性,并借助这种相关性,在遥感图像上寻找目标识别的相关因子即间接解译标志,通过图像处理与分析,提取出这些相关因子,从而推断和识别目标本身^[1]。

例如,我们对某一要素(土壤)进行分类或识别时,往往这一要素在图像上表现得并非明显,而与它相关的其他要素(植被、地貌)可能在图像上表现得更为明显。那么,考虑到区域内这些要素间的相关特征,可以通过某种或某些相关要素(植被、地貌)来推断出所研究的对象本身(土壤),或在分类时充分考虑到这种关系,以提高分类精度,避免错误。

在遥感的实际应用中,无论是目视解译还是图像数据分析过程中地学相关分析法都被十分广泛地应用。

为了取得较好的遥感分析效果,在地学相关分析中,首先要考虑与目标信息关系最密切的主导因子;当主导因素在遥感图像上反映不明显,或一时还难以判断时,则可以进一步寻找与目标有关的其他相关因子。但不管如何,选择的因子必须具备以下条件,一是与目标的相关性明显;二是在图像上有明显的显示或通过图像分析处理可以提取和识别。

7.1.1 主导因子相关分析法

在影响地表生态环境形成的各因素中,地形无疑是一个主导性因素。它决定了地表水、热、能量等的重新分配,从而引起地表结构的分异。地形因子包括高程、坡度、坡向等地形特征因素,也可以表达为综合性的地貌类型。地貌类型的划分与所在地理区域有关,不同的区域会有不同的地貌类型划分原则。如黄土高原地区主要分为塬、梁、峁和各类沟谷等地貌类型,沿江地区河流的侵蚀与堆积形成河床、河漫滩、阶地、冲积平原等地貌类型。地形因子的影响或差别造成区域土壤、植被分布的差异。在区域图像分析过程中,由于地形部位的差别往往造成同物异谱或异物同谱现象,以致解译识别发生错误。地形主导因子相关分析方法的目的是根据地形因子影响某些地物类型光谱变异

的先验知识,建立相关分析模型,提高识别相关地物的能力与正确率。

1. 地形因子相关分析

以土壤自动分类为例,说明地形因子相关分析方法的工作原理与应用过程。土壤是岩石风化物,在生物、气候、地貌、水文等因素综合作用下形成和发展的。它是各种因素的综合反映。一般说来,仅凭遥感图像数据,直接进行土壤遥感自动分类,难以取得好的分类效果。这是因为土壤的光谱数据受到许多因素的干扰,如植被覆盖、大气条件、太阳高度角的变化、土壤表层性质的季节变化(如灌溉、施肥、返盐、翻耕等)、地表形态等。它们都影响到多光谱数据直接识别土壤的精度。何况,单纯光谱分析尚不能有效地表达一些重要的成土因子,如地表形态等。因此,在土壤遥感分类中,往往要把遥感光谱数据与常规的土壤分析方法结合起来,利用土壤形成与成土因子、成土环境间的密切关系,进行相关因子分析,以识别土壤类型。美国农业部利用山区土壤与地形因子的密切关系,通过数字地形数据(DTM)计算得到的定量地形因子(如平均坡度、水网密度、高程偏差等)来自动识别土壤类型,取得较好的识别效果。其具体做法如下:^[2]

1) 确定分类系统

选择10个样区,根据土壤的母质、颜色、质地、厚度(即发育程度)、植被覆盖状况及土壤自然排水能力等,把试验区土壤分为不同种类的黄土、冰碛土、砂、砂砾石等9种组合类型,分别用英文代码A、G、I、J、K、L、Q、R、X来表示。

2) 选择相关变量

由于地形是影响土壤发育的主导因素,故建立一组能用于描述地表形态几何特征的数量因子。这些因子要能反映出它与土壤类型间的相关性。这里选择了11个地形因子,并分别给予明确的涵义。其中,6个地表几何特征地形因子为:

- 平均坡度(AS)——取周围4个方向(或8个方向)的坡度平均值(%);
- 平均坡度变化(MSDC)——周围高程值的拟合面的法线指向(坡度变化/公里);
- 粗糙指数(RI)——计算单元内地表面积与底面程之差(或之比);
- 地形高程比(ERR)——计算单元内高程之比;
- 地势(SR)——平均高度与最低点之差(米);
- 高程偏差(SV)——计算单元内,最大与最小高程值之差(米)。

5个水系特征地形因子为:

- 水网密度(DD)——总沟谷长度/相应地面积(单位:公里/平方公里);
- 崎岖数(RN)——局部高差×水网密度;
- 河网分叉度(BA)(度);
- 结构(T)——分叉数/沟谷长度(分叉/公里);
- 平均河谷深度(MVD)——计算单元内,河谷的平均深度(米)。

3) 建立数学分析模型

即在对以上 11 个变量定义的同时, 建立从 DEM 计算出这些地形因子适用的计算方法。

4) 数字高程数据 DEM 的采集

DEM 的采集可以有多种方法, 如由摄影测量系统对遥感立体像对 (SPOT、航空影像等) 采集输出, 或从地形图上人工采样等。这里, DEM 的采集是选用地形图和航空像片完成的。在 1:2.4 万的地形图上, 按 10cm×10cm 的格网取样, 每个样区内地形起伏数据约 400 个; 水系数据通过数字化记录其 x 、 y 坐标对来表示。

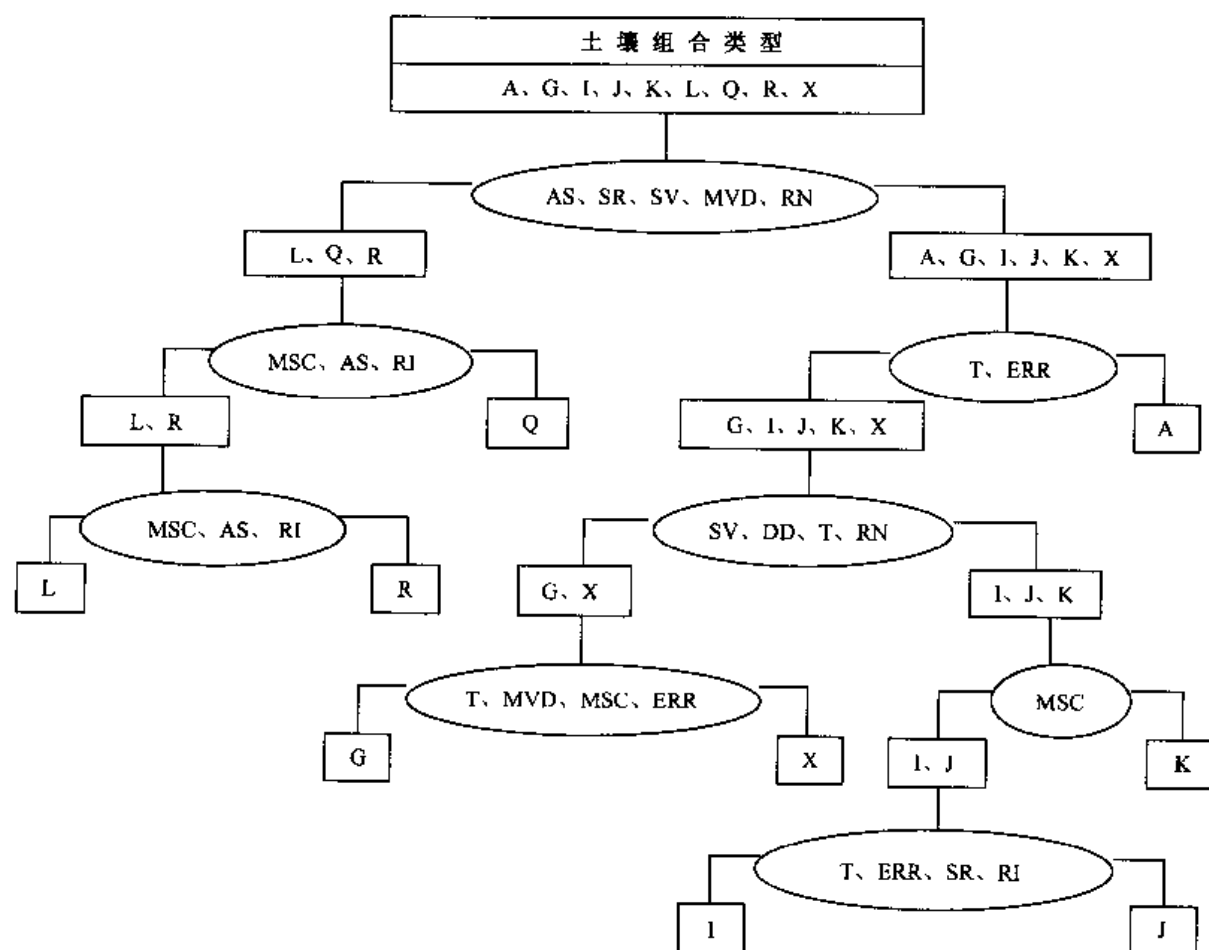


图 7.1 地形因子参与的土壤自动分类^[2]

5) 确定不同土壤类型的数量地形因子和定量判别指标

在 10 个样区内计算已知的 9 种土壤组合类型的 11 种地形因子的平均值和系数。即通过已知样区, 可得到变量 y 及 x_1, x_2, \dots, x_m 的 n 组观测值 ($m = 11, n \geq m$), 把它们近似地描述为具有线性相关关系, 则可用线性回归方程表示为

$$y = a_0 + a_1x_1 + a_2x_2 + \dots + a_mx_m$$

即

$$y = a_0 + \sum_{i=1}^{11} (a_i \cdot x_i) \quad (7.1)$$

式中: y 为土壤类型值 (或灰度值); x_1, x_2, \dots, x_m 为相关地形因子 (已知); a_0 为回归常数项; a_1, a_2, \dots, a_m 为回归系数 (权重)。用最小二乘法可求模型系数。

经统计分析, 建立判别函数, 即寻找出各种土壤类型有明显特征的数量地形因子, 作为定量判别它的指标。

6) 分层分类

在以上分析的基础上, 建立分类树 (图 7.1), 对遥感数据逐级进行土壤专题要素的自动分类。通过 11 个因子参与的 5 级分类, 最终 9 种土壤类型均被区分出来。

7) 分类精度及因子有效性分析

运用现有的大比例尺的土壤图、地形图、航空像片来检验分类精度, 并对 11 个定量地形因子进行有效性评价。分析结果表明, 在 11 个定量地形因子中, 相对地形 (即高程偏差 SV) 和水网密度 DD, 对区分土壤类型最为重要。也就是说, 地形和水系是控制景观几何特征的两个主要形态参数, 对土壤分类最有意义。

以上的实例说明, 对于某些特定地区 (即地形是影响土壤的主导因素的地区), 从地形与土壤形成的内在联系出发, 采用由遥感信息提供的数字高程数据 (DEM) 计算出的相关地形因子, 作为土壤分类的惟一指标, 而不用任何土壤本身的指标, 也可以较好地地区分出不同的土壤类型以及土壤特征的颇小差异。

2. 地貌类型相关分析

以盐碱土识别为例, 说明地貌类型相关分析方法的工作原理与应用过程。

我国华北大平原上, 地貌类型比较简单, 主要表现为岗地、坡地、洼地。这种“微”地貌导致平原水、盐、土、植等一系列的相关的规律性变化: “微”地貌 (岗、坡、洼) → 影响着地下水的分布与埋深 → 控制着水盐动态变化 → 制约土壤的形成过程与盐渍化, 呈现出“岗旱、洼涝、二坡碱”的地学规律 → 控制着作物、植被分布及村落的集聚等。这里 3~4 月份多为干旱、多风的气候, 促使地下盐分运移到地表, 使地面返盐, 出现盐霜、盐壳, 地表反射率高, 则在陆地卫星 MSS 黑白图像上, 重盐碱土一般应该为白色斑块, 易于识别。但是在山东惠民县李庄一带图像上出现了一块异常的黑灰色斑块 (见图 7.2)。它究竟是什么? 从“微”地貌上看, 它位于徒骇河与黄河之间, 三面被黄河决口扇所包围, 似地下水位高的河间、扇间洼地, 则应属“洼地-潮土-大田作物”或“洼地-潮土-芦苇”组合关系。那么它在 9 月初的假彩色合成图像上, 应相应出现反映作物或芦苇生长期的红色, 但事实上并非呈红色, 而是呈现反映荒地的灰绿、灰蓝色。这就是说它不符合上述的“洼地-潮土-大田作物”或“洼地-潮土-芦苇”的组合关系。进一步研究可知, 黄河为地上河, 该处紧靠黄河与徒骇河, 受河水的侧渗作用, 地下水位高, 水盐上升面呈重盐碱土, 因而呈现没有生机的荒地景观。即符合于“地下水位浅-缓平坡地-盐碱土-荒地”这一组合关系。既然是盐碱土, 为何不呈高反射的亮白色, 而是黑灰色? 这是因为土壤中含大量吸湿性较强的氯离子 (MgCl_2 、 NaCl),

常年呈潮湿状态,因而旱季影像上仍显暗色调,当地把这种盐碱土(卤碱)称之为“黑油碱”、“万年湿”^[1]。可见,把遥感影像分析与地貌、土地利用、水文状况等相联系的地学分析结合起来,可以减少误判,提高分类精度。

事实上,对于遥感解译,地物间的复杂相关性是作为一种先验知识融入到整个解译过程中。地学相关分析法也就十分自然地被广泛应用。如8月份的标准假彩色合成图像(即可见光绿、红及近红外波段分别赋予B、G、R色)上,红色系列——反映地表植被覆盖,包括耕地(水田、水浇地、旱地、菜地等)、林地(天然林地、人造林地)、灌丛地、草地、沼泽芦苇和低湿草甸等。首先根据农事历、物候差,通过不同时相的对比(如与9月下旬作物收割季节卫星图像的比较)可以区分出耕地与林、草。而林、草、低湿草甸又可运用地貌相关法予以区分。林地多在山地阴坡,呈红色;灌丛多在山地阳坡、色暗发黄;草地在较平坦地面呈浅红、黄绿色;低湿草甸、沼泽芦苇多与水体有关,而后者为鲜红色,色调均匀。浅黄-白色系列——包括裸沙、干裸土、盐碱地、休闲地、道路等。其中裸沙多呈斑点状、垄状,与风向或河道有关,呈黄-浅黄-黄白系列;而白色多为盐碱土与沙土,它们又可依据地貌部位、地下水埋深、土地利用状况等相关特征的差异加以区分。由此可见,尽管地类在图像上的反映是复杂的,受着多种因素的影响,但若了解它与地理环境其他要素的相关性与组合特征,就有可能通过相关分析来识别它们。

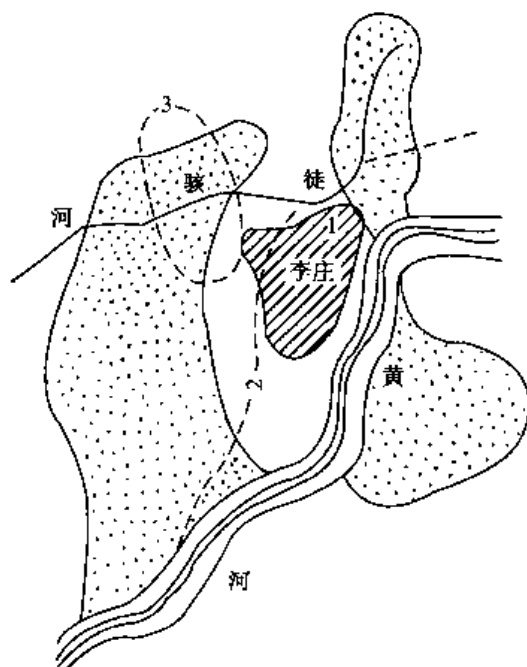


图 7.2 山东惠民李庄一带的盐碱图斑

色系列——包括裸沙、干裸土、盐碱地、休闲地、道路等。其中裸沙多呈斑点状、垄状,与风向或河道有关,呈黄-浅黄-黄白系列;而白色多为盐碱土与沙土,它们又可依据地貌部位、地下水埋深、土地利用状况等相关特征的差异加以区分。由此可见,尽管地类在图像上的反映是复杂的,受着多种因素的影响,但若了解它与地理环境其他要素的相关性与组合特征,就有可能通过相关分析来识别它们。

7.1.2 多因子相关分析法

在遥感图像分析过程中,由于需识别对象受到多种因素的影响与干扰,影像特征往往不明显,而且相关因素较多,难以确定相对于影像特征较明显的主导因子。为此采用多因子数理统计分析方法,通过因子分析,从多个因子中选择有明显效果的相关变量,再通过选择的若干相关变量分析,以达到识别目标对象的目的。

下面以遥感地质找矿为例^[3],说明多因子相关分析方法的工作原理与应用过程。

试验区为湖北变质岩系地层广为出露的地区,地质构造较复杂,岩浆活动频繁、强烈,矿种多、矿化普遍,与成矿有关的因素很多,关系复杂,一时难以判断出最主要的相关因素。区内已做过大量常规地质工作,但尚未发现有一定规模的矿床。

遥感地质找矿是在现有物化探、地质、地震等资料及遥感图像构造解译的基础上,采用多因子的点群分析方法,寻找各因子与成矿的内在关系,并通过多变量分析,找出有希望的矿点、矿区。

具体做法如下:

(1) 把全区格网化, 划分为 161 个网格单元, 每网格相当于地面 1000 平方公里。

(2) 确定与找矿有关的变量。共选出 45 种变量, 将它们归纳为: 线性影像特征密度、矿床矿点密度、航空磁异常、岩浆岩、地层、地震参数、化探异常元素、重砂异常元素等 8 大类。

(3) 变量测定。以格网为单位, 进行 45 种变量数据的测定。由于这些变量已有相应的专题图, 变量的测定便可在图上进行。对于有些变量要用平均值表示, 如线性形迹的平均密度表示为单位面积中的线性形迹的总长度。这样, 每类变量相当于有 161 个样品值。

(4) 多因子点群分析。经以上变量测定, 161 个样品, 每个样品均由 8 个变量组成。每个样品可以看作由 8 个变量组成的 8 维空间中的一个点, 则 161 个点在 8 维空间内均有各自确定的位置。对这些数据按一定的规则进行统计分类, 根据各点相似性程度的大小, 逐一把 161 个样点归类成群。这里需要注意的是, 在统计计算前, 为了避免测量单位及标准不一而引起的错误, 使每个变量统一于同一标准范围变化之内, 必须对各数据作标准化处理。

样品聚类分析的结果, 把有希望的矿区分分为 4 类, 每一类成矿条件区又进一步划分为数个亚区, 为进一步找矿提供依据。同时, 对 8 类变量的有效性进行分析评价, 通过求复相关系数 R , 来说明各变量与成矿的关系。研究结果表明, 断裂构造起控岩、控矿的重要作用, 与成矿关系最密切; 岩体、地层、物化探异常均与成矿有关; 惟有地震与成矿无关, 说明地震构造是成矿后发生的。

7.1.3 指示标志分析法

地球表面环境的形成与发展是地球大气圈、水圈、生物圈、岩石圈等各圈层相互作用的综合表现。它体现出一定的规律性特点 (即环境本底)。由于环境各组分相互关系的变化, 往往造成局部区域内, 自然环境“正常”的组合关系、空间分布规律等会遭到“破坏”, 而引起一系列生物地球化学异常现象的出现。在遥感中, 对这些“异常”现象的研究主要通过各环境要素间的相关性, 在图像上寻找相关因子和“异常”标志。这在遥感生物地球化学找矿及地植物学找矿, 找地热、油气藏, 以及对环境污染、植物病虫害的监测等方面有广泛应用。

1. 遥感生物地球化学及地植物学找矿

近地表的矿床和矿化地层, 经风化后, 地球化学元素的迁移、集中, 往往形成元素富集的分散流和分散晕 (矿化晕), 从而造成一定范围内的地球化学元素异常。这种异常也会引起土壤化学性质的变化 (如微量元素的过量或缺少) 以及地表植被异常 (如引起植物体内化学成分、水分、结构及其他生理机制的相应变化, 以至于某些植物生长受压抑、病变或特别茂盛、植物群体分布特别稀疏或集中等), 形成所谓的“生物地球化学异常”成“地植物学异常”。

这种异常往往导致出现一些特有的指示植物。如中非的“铜花” (*ocimum homblei*)、

我国的“铜草”（又称海洲香薷）都是铜（Cu）的典型指示植物，可以准确地追踪富铜区、铜矿的踪迹；杜松（juniper）是探铀（U）的指示植物；波希米亚的七瓣莲（trientalis europaea）为锡（Sn）的指示植物等。

另外，研究表明^[4]：微量元素能促进植物体中酶的活化，对细胞新陈代谢有催化作用，可以促进植物正常生长。这些元素若过量或缺少都将使植物发生病变，表现出植物生理特征、形态、色泽等的明显异常，植物反射光谱也发生变异。如当植物体中缺少氮、磷、钾、锌、镁、钙、铜、铁、锰、铝、硼、硫等元素（超出植物所能适应的范围）时，则对植物起毒害和抑制作用，植物将出现顶芽萎缩枯死、叶子褪色、生育期延长、叶柄变粗、变脆、叶面出现多种色斑等不同的生态变异现象；当植物体中含过量的金、银、铜、铅、锌、镉、汞、砷、锑、硫、硅等元素时，植物将出现枝杆变脆、叶子发黄、根系短少、生长缓慢、植株矮小甚至叶片脱落枯死等不同生态变异现象，或因土壤中过量的锌，引起植物叶形发生变化，色变黄或变红，过量的硼使某些植物叶变暗绿，过量的铜使某些植物叶变浅，过量的锰使某些植物叶变灰蓝色。铀矿引起植物的白叶病或矮化症、油田的瓦斯逸出引起植物开花异常或巨型化等。初步研究认为，由于植物体内某些微量元素过量，阻止了根部对营养元素和水的吸收、减少酶的活性、减少根分裂速度，抑制光合作用和细胞代谢作用，因而阻碍了植物正常生长发育，甚至使根叶坏死。（表 7.1、表 7.2）

这些异常还会出现植物长势、密度、植物组合等明显异常，可能使一些植物属种消失，而出现另一些特有的属种。这均使植物反射光谱产生变异，并引起植物群落波谱特征的变化。在遥感图像上，影像色调、形态、纹理结构均会有所反映，因而可对“植物景观遥感异常”发生的时间、范围、强度等作出判断，同时进行圈定，以绘制植物异常图。

表 7.1 植物体中缺少某些元素生态变化特征表^[4]

缺少元素种类	植物生态变化	叶片上斑点出现情况	缺少元素种类	植物病变出现部位
N	新叶呈淡绿色，老叶黄化枯焦，有早衰现象。	易出现	N P K	老组织先出现
P	茎叶呈暗绿色或紫红色，生育期延迟。			
K	叶尖及边缘先焦枯，叶面出现斑点症状随生长发育而加重，有早衰斑。			
Zn	叶小簇生，叶面斑点在叶主脉两侧先出现，生长发育期延长、推迟。			
Mg	叶脉间明显失绿，网状叶脉清晰，出现多种颜色斑点或斑块。	不易出现	Mg	
Ca	叶尖呈弯钩状，且相互黏连，不易伸展。	顶芽易枯死	Ca	新组织先出现
B	茎叶柄变粗、变脆、易开裂，花器官发育不正常，生育期延长。		B	
S	新叶黄化，失绿均一，生育期延迟，阻碍叶绿素合成。	顶芽不易枯死	S	
Mn	叶脉间失绿，并出现细小棕色斑点，组织坏死。		Mn	
Cu	叶脉萎缩，叶面出现白色斑，果穗发育不正常。		Cu	
Fe	叶脉间失绿，逐渐整个叶片呈淡黄或白色。		Fe	
Mo	叶片生长畸形，斑点散布于整个叶片。		Mo	

表 7.2 金及伴生元素过量植物生态变化特征^[4]

元素	植物体中正常含量	植物体过量吸收导致的生态变化
Au		过量使枝秆变脆和叶片失水。叶片整体呈黄色,并出现黄色斑。
Ag		系有毒元素,微量即抑制根部吸收营养元素,使根坏死,甚至导致植物死亡。
Cu	$(3 \sim 20) \times 10^{-9}$	过量将使植物生长发育受阻,叶片出现退绿现象,且光合作用减弱,并抑制其他有益元素吸收,致使植物缺铁。并使根尖硬化,阻根生长尖细胞分裂,使支根减少,严重时导致缺水 and 叶枯,直至植物死亡。
Pb		过量将影响植物生长,减少根细胞分裂速度,减弱植物光合作用强度导致植物生物量下降(主要由于抑制了细胞的新陈代谢和 CO_2 的固定以及糖-二磷酸酯的合成)其作用主要抑制细胞光合作用的电子传递及光合系统 II 的活性,阻碍生物化学过程的氧化还原作用。
Zn	$(18 \sim 200) \times 10^{-9}$	过量会伤害根系,使根生长受阻,导致老叶出现褐色、紫红色斑点,直至植物死亡。
Cd		系有毒元素,微量即能破坏叶绿素结构,降低叶片中叶绿素含量,使叶体发黄退绿,叶脉呈酱色,且使叶片变脆、萎缩(表现为缺锌病症)、生长缓慢,植株矮小,使植物根系生长受抑制,导致植物生理作用发生障碍。
Hg		汞气将使植物叶茎、花瓣、花梗、幼蕾花冠变成棕色或黑色,严重者将使叶和幼蕾掉落。
As	$< 75 \times 10^{-9}$	过量将阻碍植物生长发育,使根生长受阻,甚至破坏根叶细胞,导致叶片发黄、脱落,其机理是阻碍植物对水和氮的吸收、阻碍吡嗪酸的形成、抑制植物呼吸和磷的代谢。
Sb		与砷类似。
S		过量,使植物叶发黄、枯死。
Si		减少叶的蒸腾强度,起调节水蒸发的作用,还可提高根对某些元素的氧化能力,减少根对铁锰的过量吸收。

注:植物体中含量实指植物灰分中含量。

图 7.3 反映了铜矿脉的生物地球化学指标。说明植物密度的异常和表土化学元素的异常,揭示出其本质在于铜元素的富集、铜矿脉的存在。再结合地面调查、化探、采样分析等追根求源,不仅可以寻找矿源及新矿化带,而且可以研究植物分布与地下矿带间的关系,为进一步找矿服务。遥感生物地球化学找矿和遥感地植物学找矿方法就是这样派生出来的。

金矿区的生物地球化学标志也是很明显的。如秦岭、太白、广东河台金矿区等,从表面外观特征看,地表植被景观与周围背景区植被相比色调有差异,矿区内呈黄绿色、区外呈绿色,且金矿区内植物长势差、叶面变得小面粗糙、多色斑;采样植物的灰分分析表明,矿区内的植物灰分中金含量不同程度增高,形成强度不等的含金生物地球化学异常^[6]。植物光谱特征分析显示,不仅金矿区内植物的光谱反射率较矿区外植物高,如广东河台金矿区内,植物光谱反射率较正常值高出 5%~20% (图 7.4);而且反射光谱曲线形态也发生部分变异,尤其是“红边”(红-近红外陡坡段)斜率增大,且向短波方向移动 5~10nm,即出现“红边蓝移”现象。进一步研究还发现^[6],金矿区内叶体

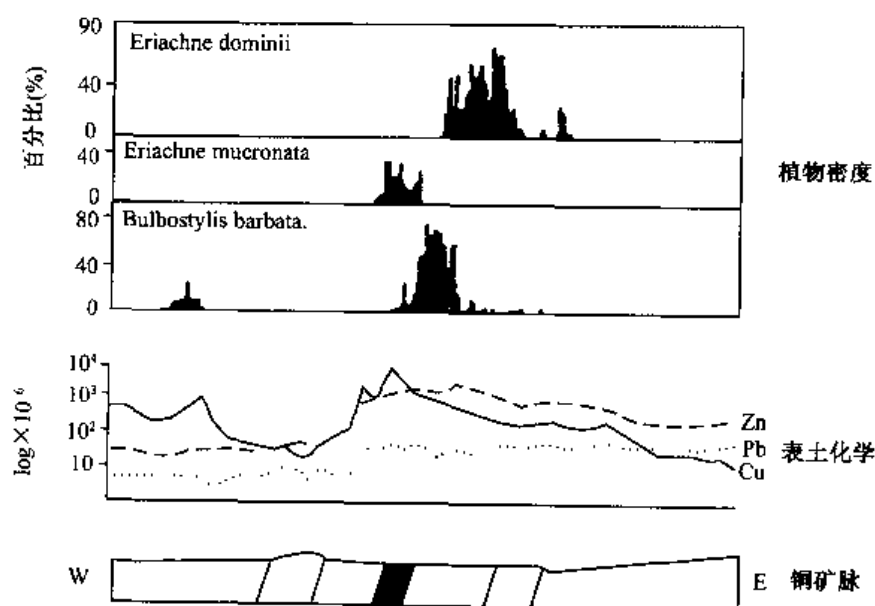


图 7.3 铜矿脉的生物地球化学指标^[5]

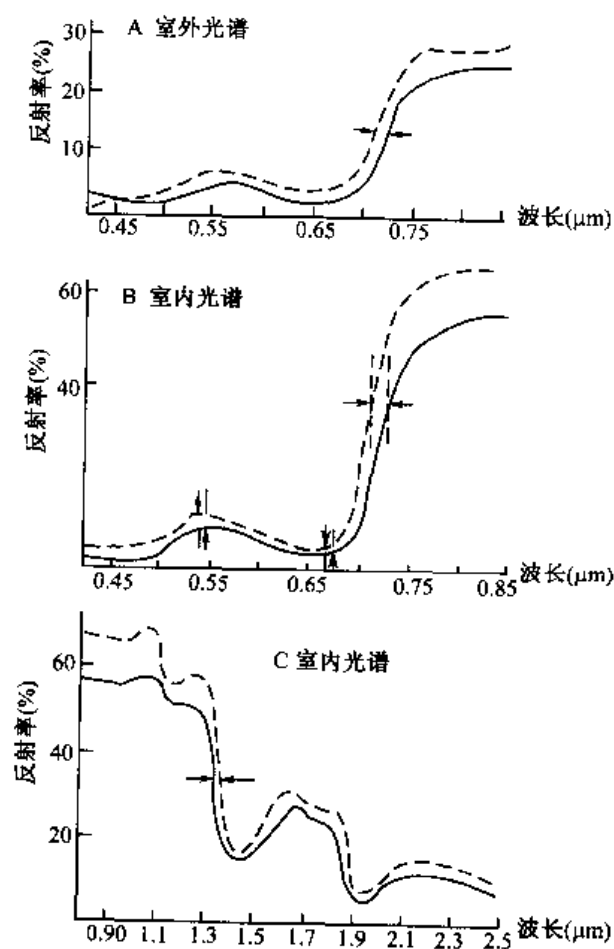


图 7.4 植物光谱的“红边蓝移”现象^[6]

含水量低 22.5%，叶面温度低 1~2℃，叶体色素含量高，电镜下叶体细胞结构也发生变异。正是这些叶冠结构、叶体色素、叶体水分、温度等的变化，导致了植物光谱特征的变化。同时，与金矿化直接有关的热液蚀变，如钾化、硅化及黄铁绢英岩化等交代作用往往使暗色矿物分解流失，浅色矿物增多，岩石色调变浅，结构构造被破坏变细，常形成光谱反射率较高的浅色调异常带（段）。根据以上微观与宏观特征的变化，就可以通过遥感生物地球化学方法寻找金矿体。

同样，在广东鼎湖斑岩钼矿区^[7]，钼矿体及各围岩蚀变带内土壤与植物体内钼含量的分布及其变化是一致的，有很高的相关性（相关系数在 0.90 以上）。由于土壤中 Mo 含量过高，使植物体内 Mo 含量过高，引起 Mg、Fe、Cu、Zn 等元素的吸收和输导受阻，使 Fe/Mg、Mg/Mo、Cu/Mo、Zn/Mo、Mn/Mo 在植物体内不平衡，尤其是 Mg 含量显著降低，影响叶绿素的代谢、更新和光合作用，叶绿素含量下降，并使叶细胞受破坏，植物叶片普遍褪绿发黄，严重出现黄褐色斑点，叶尖枯黄等一系列病变；受钼的毒害作用，植物生理、生态发生变化，导致了植物光谱特征的变化。即在可见光—近红外波段，受害植物的反射率一般高于正常植物；在红外波段则相反，受害植被的光谱曲线普遍出现“红边蓝移”现象，且蓝移量 5~10nm。植物含钼量越高，毒害越深，其光谱曲线与正常的差异越大。经对研究区岩矿、土壤与植物中的钼含量、植物叶色素、水分含量、植物波谱特征以及影像特征等进行相关分析，结果表明：植物波谱特征及影像特征的变化主要是受土壤、叶片中钼含量的制约，其次是受植物叶片的色素和水分含量影响。

2. 油气遥感探测

油气遥感探测可以说是遥感生物地球化学探矿的又一种重要体现。油气藏是深埋于地下的非固态矿床（流体状态），内部具有很大的压力，与地表间存在巨大的压力差。油气藏的烃类（液态烃、气态烃）及伴生物（水及惰性气体），沿着压力梯度方向，通过地层孔隙、裂隙、节理、断层等向上渗透、扩散运移，产生“烃类微渗漏现象”。应该说油气藏的烃类微渗漏是以渗透运移为主，另有水动力运移和扩散运移等，且运移过程中受到岩性、构造、水文和热力学等因素的综合制约。据原子能委员会的研究证明，小分子的烃类气体，在 14 天内能透过 300m 的上覆沉积盖层；凡是分子体积与胶粒相当的气体，在地下水作用下能以每秒数毫米的速度上升运移。可见，烃类微渗漏的渗透运移速度还是较快的，但油气藏气体分子的向上扩散的速度却很慢。只有处于相对动态平衡状态的油气藏，才有可能源源不断地产生微渗漏现象。运移到地表的烃类物质，其中常温下气态烃的一部分逸散到大气（常温下的气态烃），一部分储藏在土壤孔隙中，并部分被喜烃菌类“吃掉”；还有部分烃类（包括重烃）被土壤的矿物颗粒吸附或与地下水结合形成碳酸，以致形成次生盐类^[8]。

烃类微渗漏现象造成油气藏上方的地表或近地表物质的物化性质发生变化，出现地球化学异常和一系列烃类微渗漏的“蚀变现象”。这种异常和蚀变现象表现在以下方面：

（1）土壤吸附烃类异常。烃类物质在 1.72μm 附近（1.68~1.84μm）、2.27~2.47μm 波段的吸收带以及在 3.33~3.53μm 的强吸收带，均位于遥感“窗口”内，且均无其他油气组分的特征波谱干扰，为油气藏烃类渗漏遥感探测的有用波段，可以通过

红外高光谱扫描来获取有关信息^[9,10]。

(2) 土壤碳酸盐化。据 Kartsev、Donovan 和 Dalziel 的研究, 微生物(细菌)垂直迁移烃类的氧化作用, 会造成油气藏上方沉积层、土壤及近地表土壤中方解石或其他碳酸盐的沉淀^[11]。即碳酸盐总含量异常, 碳酸盐矿物的吸收峰在 $2.35\mu\text{m}$ 附近, 在 $2.50\mu\text{m}$ 也有吸收。

(3) 红色岩层褪色。据 Kartsev 等的研究, 微生物对烃类的氧化作用消耗游离氧(O_2)和化学结合态的氧(如 SO_4^{2-} 或 NO_3^-), 硫酸盐还原菌产生的硫化氢, 则烃类与硫化氢等伴生组分在岩层、土壤中迁移时产生一种还原环境, 使铁、锰等元素还原成较低价态(如 $\text{Fe}^{3+} \rightarrow \text{Fe}^{2+}$), 在油气藏上方形成磁铁矿、磁赤铁矿、褐铁矿、黄铁矿沉淀, 或碳酸盐铁锰物质与方解石沉淀。经测定磁铁矿在 $0.4 \sim 1.1\mu\text{m}$ 波谱范围内最大反射率值为 15% 左右, 含锰砂岩的反射率也在 15% 左右, 即还原环境形成的铁锰等物质会极大地降低反射率^[11]。 $\text{Fe}^{3+} \rightarrow \text{Fe}^{2+}$ 吸收峰分别在 $0.9\mu\text{m}$ 和 $1.1\mu\text{m}$ 附近。

(4) 土壤黏土矿化。即黏土矿物丰度异常, 黏土化矿物, 如高岭石、绿泥石等的吸收峰在 $2.2\mu\text{m}$ 附近。

(5) 地表磁性异常, 使非磁性的赤铁矿、褐铁矿、针铁矿、黄铁矿变为具磁性的磁铁矿、磁黄铁矿, 而使岩石具有磁性, 可以通过航空磁力仪探测。

(6) 地表层放射性矿化异常, 可以通过航空伽玛能谱仪探测航空放射性异常。

(7) 地热梯度异常, 油藏上方的地面辐射温度可高于背景区 $1 \sim 3^\circ\text{C}$, 气藏上方则低于背景区 $0.5 \sim 2^\circ\text{C}$, 可以通过热红外遥感探测, 如陕北油藏区地面温度场值为 11°C 左右, 高于非油藏区 $0.2 \sim 1.0^\circ\text{C}$ ^[12]。

(8) 地植物异常, 即由于烃类微渗漏所造成的地球化学元素异常, 致使植物的生理、生态变异, 地植物病变或优势种群分布异常等。它对植物的影响虽是长期的、低浓度的, 但也能使植物各波段反射率增减(可见光反射率增高, 近红外反射率降低), 反射曲线峰值减弱, 造成光谱曲线中的“红边蓝移”。地植物异常以乔木更为明显, 可以通过植物受抑制状态时的可见光—近红外遥感探测。

以上分析可见, 油气藏的烃类微渗漏过程会发生一系列化学作用。这些化学作用主要表现为还原、热降解、化合和氧化作用, 在微生物参与下, 促使烃类物质加速分解、化合形成一些新的物质^[13]。这些新物质使局部地球物理场、化学场、生物场发生较大变化, 致使地表自然景观、土壤、水质、地物波谱特征等也发生相应变化。这是产生遥感独特的晕环状、云雾状等影像异常的原因所在, 也是遥感探测油气藏的理论依据。

我国内蒙古白音都蓝含油凹陷^[14], 为一个埋藏很浅的油气藏, 赋存于白垩系含油沙层中, 埋藏最浅处距地面仅 90m 深, 油层总厚度达 70m。由于油气的渗漏与扩散运移, 造成陆地卫星 MSS 图像上的圆形色调异常。通过植物反射光谱($0.688\mu\text{m}$)测定表明, 图像异常圈内反射率较高, 边缘出现最高值窄带, 而异常圈外, 植物反射率较低。采用 $\text{MSS5}/(\text{MSS4} + \text{MSS5} + \text{MSS7})$ 的比值分析所出现的边缘陡变现象与 MSS5($0.6 \sim 0.7\mu\text{m}$) 图像上色调异常清晰的边界相对应(图 7.5)。这是由于油气藏的烃类微渗漏致使油气藏上方的植物受毒害, 而生理、生态发生变异所造成的。对羊草、冷蒿、针茅的全植株灰分分析表明: 图像异常圈内微量元素 Cu、Zn、Mn、Ni 均有明显增高, 其中以 Mn 增高最为明显。石油地球化学探勘中, 土壤气测结果证明: 色调异常

圈内有明显的重烃（乙烷、丙烷、丁烷）气体异常；土壤沥青分析结果：沥青 A 含量在异常圈内为 50×10^{-6} 以上，在异常圈外为 35×10^{-6} 。可见，遥感图像的圆形色调异常

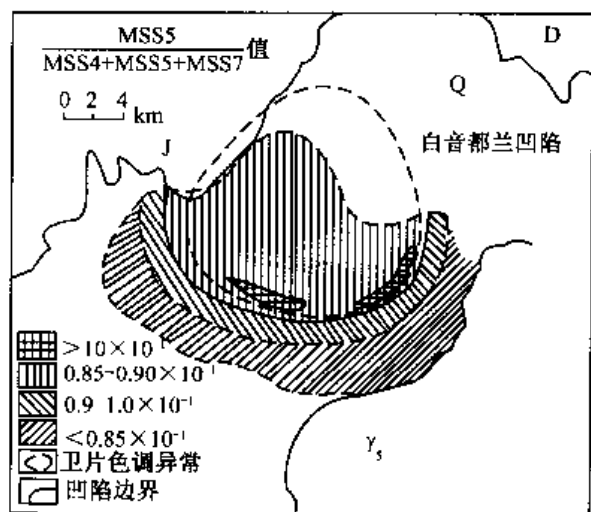


图 7.5 内蒙古白音都兰含油凹陷的遥感影像异常

常与植物光谱异常，植物微量元素异常、地表地球化学元素异常，及油气藏的吻合，正反映了地下油气渗透、扩散作用所引起的一系列异常现象。而这些异常在遥感图像上有着明显的指示标志。指示标志分析法为遥感找油气提供一条新路。

油气藏的烃类微渗漏的遥感影像异常信息往往是较微弱的。因而关键在于一方面进一步研究图像异常形成的机制，即烃类微渗漏引起的蚀变现象的光谱行为，加强不同成油条件、不同环境背景下，遥感异常与油气微渗漏两者间相关性研究；另一方面加强遥感图像异常信息提取方法研究，运用多种图像处

理方法，如比值分析、主成分分析、穗帽变换、矿物吸收指数等，以排除其他信息的干扰，突出和提取与油气藏有关的“异常”信息。此外，还应注意遥感技术与油气化探、地面波谱测试、地磁、地温、能谱测量、地电化学勘探手段结合，将遥感图像异常特征分析与地质构造/地貌特征分析结合起来，并融合各种非遥感信息，以提高遥感油气探测的水平。

§ 7.2 分层分类法

7.2.1 概 念

1. 分类树的建立

自然界的景物是多种多样的。这些景物本身处于不断运动变化中，加上自然和人为因素的影响，更增加了景物的复杂多变性。

在遥感图像上，这种景物或现象的复杂性表现在它们的影像特征和组合关系是多变的。它们的可分性与不可分性也时刻在变化，有的情况下是可分的，有的情况又是不可分的。如图 2.18，所述的美国中部行间种植的玉米与大豆，因光谱特征、生长周期十分相似，就单波段、单时相而言一般是不可分的，但是在 $1.7\mu\text{m}$ 波段处，及播种约 30 天时，因光谱特征有差异可以区分，倘若采用多波段数据多变量分析，则更是可分的；再如，云和雪一般是可分的，虽然它们均为高反射，光谱特征相似，但可通过云的阴影加以区分。但是对于低空薄云则无论在可见光、近红外、热红外波段都是难以区分的，然而在 Landsat/TM 5 波长 $1.55 \sim 1.75\mu\text{m}$ 的短波红外波段，雪被为低反射率，云为高反射率，两者反差较大可以区分。可见，由于景物的复杂多变性，给遥感图像识别带来

许多难题。显然面对这些复杂的景物或现象人们不可能用一个统一的分类模式来描述或进行区域景物的识别与分类。因而，对于这些看似“杂乱无章，错综复杂”的景物往往需要深入研究它们的总体规律及内在联系，理顺其主次或因果关系，建立一种树状结构的框架。即建立所谓的分类树，来说明它们的复杂关系，并根据分类树的结构逐级分层次地把所研究的目标一一区分、识别出来。这就是我们所指的分层分类法。

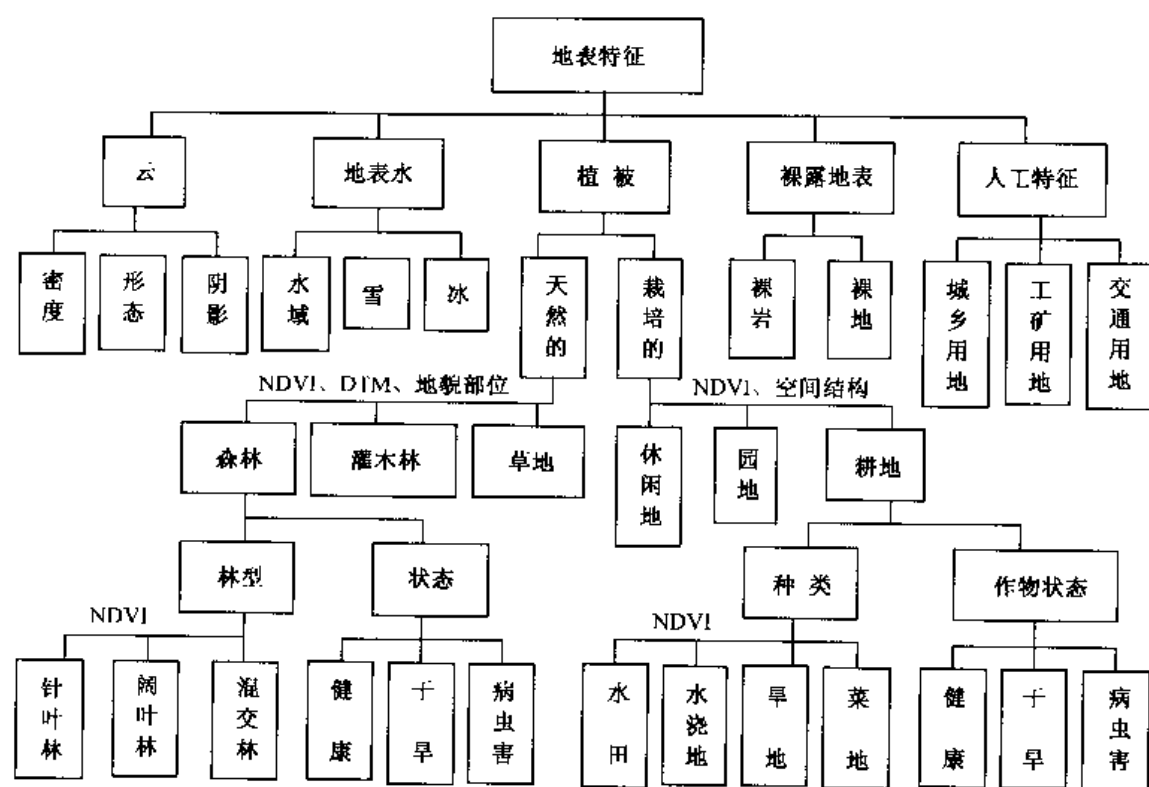


图 7.6 典型地表特征类别的信息树

这种建立分类树的方法常被用于处理复杂的景物、现象或一组复杂的数据等，如图书分类、学科分类、动植物属种分类等。图 7.6 是从遥感应用的角度，以分类树的形式表示地表特征类别的总体结构与分层关系。此分类树是根据具有信息价值的各种类别的内在关系绘制的，它看似一颗倒立的树，顶部是一般地表特征类别（云、地表水体、植被、裸地、人工特征）。它们又被进一步划分为适当的子类，如植被又被分为天然植被与人工栽培植被（农作物）；天然植被又分为森林、灌木、草地……如此继续分下去。也可以根据特定的目的，把分类树中感兴趣的部分描述得更为详细。应该说，目前航天遥感的发展已经使我们有可能在分类树的不同节点上，选择不同的遥感数据和适宜的数据分析方法，来最终实现各类别的区分和提取。

2. 分层分类法的含义

遥感分层分类法包含三层含义：

(1) 根据景观分异规律和对景物总体规律及内在关系的认识，设计分类树。这种不同类别间的相互关系、内在联系，有的可以根据理论分析和实际知识与经验来直接确

定;有的需要通过大量计算或统计分析、间接指标来寻找。

(2) 根据分类树所描述的景物总体结构和分层结构,进行逐级分类。实际上,对目视解译而言,就是在分类树的每个节点上,建立类别间的解译标志来区分它们;而对数字图像处理而言,则是按一定的分类规则(如最小距离、最大似然法等)分别设计各种分类器,对图像中的各像元进行逐层的识别、归类,通过若干次中间判别最终得到判别分类的结果。也就是通过一组独立变量,将一个复杂数据集逐步分解为一些更纯、更同质(均匀)的子集。

(3) 分类过程中,在结构层次间可以不断加入遥感或非遥感的决策函数、专家知识及有关资料(如一些边界条件、分类参数等),以进一步改善分类条件、提高分类精度。这种辅助决策函数的加入,使分类树的结构更为合理,而组成一个最佳逻辑决策树,可以得到更为满意的分类结果。

3. 分层分类法的特点

(1) 用逐级逻辑判别的方式,使人的知识及判别思维能力与图像处理有机地结合起来,避免出现逻辑上的分类错误。如由于参考地貌部位等知识,已将林、灌、草、农田分开,因而即使某块农田中的像元与某块草地的个别像元亮度值相近,也不会将它们错误地混淆为一类。

(2) 运用分层分类法,把复杂景物或现象按一定原则作了层层分解后,它们的关系被简单化了。由于在分类树的各个中间节点上,只存在较少的类别,而对较少的对象就有可能选择更有效的判别函数或有针对性的分类方法,如选择合适的波段与波段组合、采用不同的算法,或加一些辅助数据进行复合处理等等。其针对性更强,分类精度更高。当然对于个别对总体精度贡献小的低层节点(权重小的变量),也可进行“反向调整”(修枝),使之合并到上一层节点(父节点)(参见第11章有关内容)。

(3) 根据不同目的要求进行层层深化,相互关系明确,局部细节描述得更为清楚,每个节点上只需考虑与区分目标有关的最佳变量,这就避免了数据的冗余,减少了数据的维数,能更充分地挖掘数据的潜能。

(4) 由于分类树法对训练区内的统计并非基于任何“正态或中心趋势”假设,因而分类树法比传统的统计分类法更适于处理非正态、非同质(分布不均)的数据集,并对于特定的类别可以产生不止1个(多个)终端节点。这种节点描述了非正态训练区的类间方差^[15]。

(5) 知识的参与灵活方便,可以在不同层次间、以不同形式(逻辑判断或物理参数,数学表达式等)介入,便于遥感与地学知识的融合。

(6) 分类树法能一目了然地显示任何独立变量的层次特性、相互关系,及它们在分类中的相对重要性(权重)等,操作者可以实实在在看到分类过程中所发生的一切,避免“暗箱”操作。

显然这种逻辑判别算法可以增强信息提取能力、分类精度和计算效率,且在数据分析和解译方法上表现出更大的灵活性。因此分层分类法在遥感数据分析中得到广泛的应用。

Hansen (1996)^[16]利用 NOAA/AVHRR $1^{\circ} \times 1^{\circ}$ 经纬格网的全球数据(空间分辨率

8km), 选用 1987 年 12 个月的 NDVI、月平均 NDVI、最大 NDVI 以及相关的 CH1、CH2 反射率 (ρ_1, ρ_2) 和 CH4、CH5 亮度温度 (T_4, T_5), 推导出植被的 16 种生物物理特征参数 (见表 7.3), 并从全球土地覆盖数据集中选择反映全球主要生物群系的 13 种植被类型, 圈定训练区, 进行最大似然分类法和分类树法的比较分析。结果显示, 分类树法的精度优于最大似然分类法的精度, 且区分的类别具更高的验证比例 (8/12)。

表 7.3 生物物理特征参数^[16]

序 号	参 数
1	NDVI 的最大值(NDVI_{\max})
2	NDVI 的平均值($\overline{\text{NDVI}}$)
3	NDVI 数值范围
4	植被生长季的 NDVI 阈值
5	植被生长季的长度
6	生长季中绿度开始的分量
7	生长率(即绿度开始的速率)
8	衰老率(Senescence)
9	生长季的总 NDVI
10	绿度开始的总 NDVI 占衰老期总 NDVI 的比率
11	对应 NDVI_{\max} 的红波段反射
12	对应 NDVI_{\max} 近红外波段反射
13	最大地表温度
14	最大 NDVI 时的温度
15	最大温度——最大 NDVI 时的温度
16	最大温度——生长期 NDVI 取阈值时的温度

图 7.7 显示全球主要生物群系 (13 种) 的分类树 (部分)^[16]。当偏差 (deviance) 最大时, 出现第一个分枝。它采用平均 NDVI 为 0.164 (或采用亮度值 148.5), 将初始节点分为两个非终端节点, 分别确认为冻土带 (类 1) 和常绿阔叶林 (类 9), 然后以同样的方式对这两个节点进一步分解。整个决策树的最终结束是依据最小终端节点的大小 (它是由像元数人为决定的, 可以是 1 个像元, 2×2 、 3×3 等)。图中还显示, 从根节点开始, 对于任一给定的覆盖类型, 人们可以有一个或多个终端节点。变化少的类别如裸地 (沙漠), 其终端节点少; 若选用平均 NDVI 低 (N_2)、最大温度高 (N_{13})、最大 NDVI 的红反射高 (N_{11}) 3 个判别变量, 可将裸地分为两类 (即两种裸地的终端节点); 相反, 耕地由于有较大的内部差异 (即同质类变化大), 因而可分为 7 类 (即有 7 个终端节点)。

图 7.8 为最大似然法与分类树两种方法, 对林地与非林地的分类结果散点图。图中可见, 在平均 NDVI ($\overline{\text{DNVI}}$) 与 NDVI 最大值中的红波段反射率 (NDVI_{\max} 的 ρ_R) 两个指标所构成的二维空间散点图中, 林地与非林地两个类别数据集的实际分布。图中椭圆为两个类别数据集的标准差, 显然, 用最大似然的聚类统计, 很难有效地区分两类, 两个椭圆重叠部分大, 即混分比例大; 图中虚线为最大 NDVI 中的红波段反射率 (N_{11})

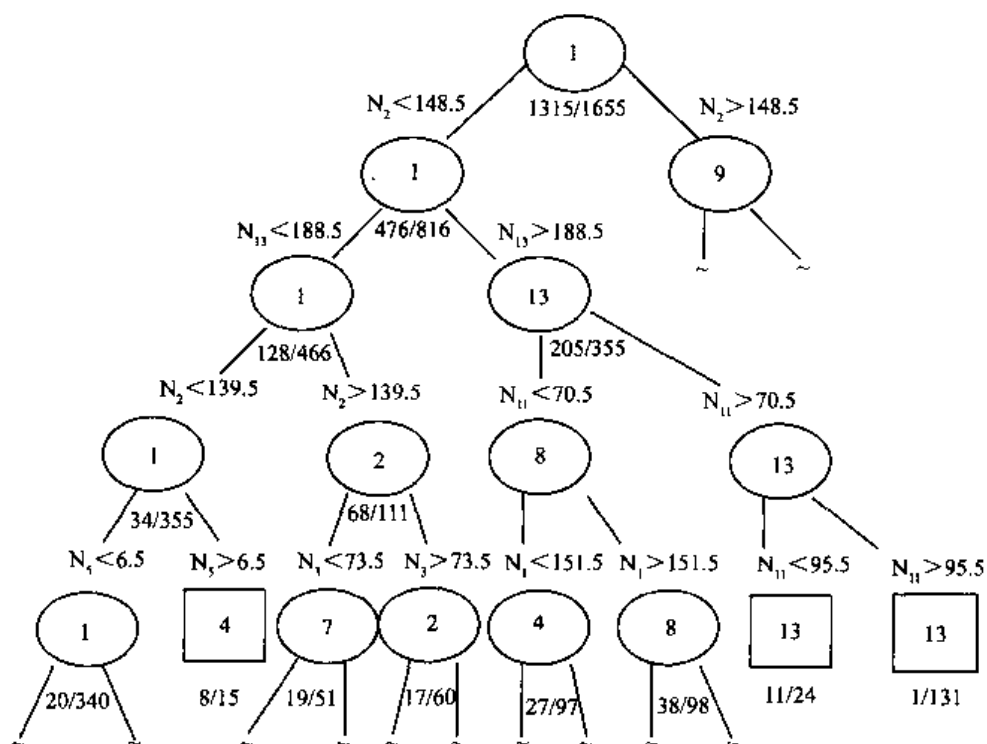


图 7.7 全球 $1^{\circ} \times 1^{\circ}$ 数据集的分类树示意^[16]

(椭圆为中间节点，方形为特定类别的终端节点，错分率表示在节点之下，指标数及相关阈值显示在节点的连线上。)

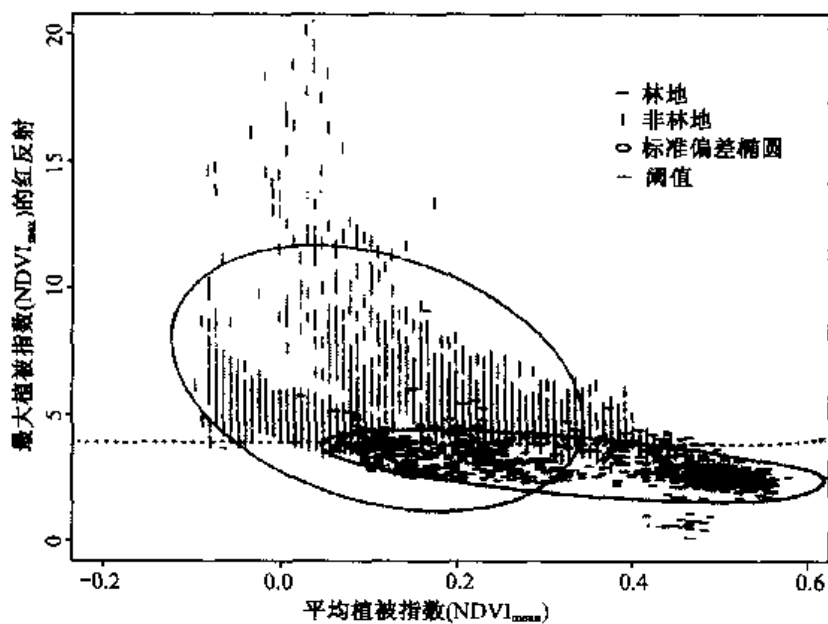


图 7.8 最大似然分类法与分类树法的结果散点图^[16]

阈值界线, 显然, 若在分类树法中, 采用 N_{11} 判别指标, 仅取一个阈值, 便能较好地地区分林地与非林地两类, 且验证精度达 92%。

4. 建立分类树的基本条件

(1) 所要表达的类别在各层次中均无遗漏。

(2) 各类别均必须具有信息价值, 即必须与识别的目标对象有关联、有意义, 在分类中能起到作用。

(3) 所列类别必须是通过遥感图像处理能加以识别、区分。也就是在图像上有明确的显示或可以通过图像数据来表达。

对于某一景物或现象而言, 同时满足以上三个条件的分类树可以有多种。不同的人考虑问题的角度和理解程度不同, 所建立的分类树、寻找的分类途径均不同。但是, 一个分类树设计得好坏在于, 各分类结点上的类别间差异越大, 遥感的可分性越高, 分类精度才能越高。这里有个特征选择问题, 即波段与方法的选择。选用何种遥感数据源, 采用何种分类方法, 以及分析者的水平均直接影响到识别与分类的结果。

7.2.2 建立分类树的基本方法

1. 遥感数据统计特征分析和可分性研究

地物反射波谱信号是个连续变化的模拟量, 一个随机变量。经过模数变换 (A/D)——抽样、量化, 转换为离散的数字点集, 一个离散的随机变量。也就是说, 它在量化前是连续的随机变量, 可以在某个连续区间上任意取值; 而在量化后, 则成为离散的随机变量, 只能在有限的或可数的数值集上取值, 即连续的模拟量转变为区间值 (正如图 2.18 所示)。遥感数据的随机性往往掩盖了波段间或研究类别间的内在差异。遥感图像的统计特征能揭示和反映遥感数据内部及各波段间内在的规律性。实际上, 遥感图像的统计特征 (如均值、方差等) 是图像本身所固有的特征, 只是人们不能直接观察到, 而需要通过统计分析计算获得。建立分类树首先需要了解地物间总体规律、内在联系, 因而对遥感数据的统计特征分析是建立分类树过程中不可缺少的基础性工作。

1) 各波段、各类别间数据的统计分析

对训练区内各已知类别进行各波段数据的统计分析, 应包括绘制各波段直方图、计算各像元亮度值的均值、方差、标准差, 以及计算各波段间的协方差矩阵、相关矩阵等 (参看第 6 章相关内容)。

• 直方图表达

频率分布直方图是整幅图像或某类别像元亮度值分布密度的统计图。它既直观地反映了亮度值的最大、最小值, 也反映了大部分值的分布范围。它是对遥感图像亮度值——这种随机变量概率分布状况较完整的描述。

一般说来, 每个类别频率分布的几维直方图均可近似地用正态概率密度函数来表示。因此可以用某一类别的统计特征值——均值、方差、均值矢量、协方差等来描述它。这是一种比直方图更为简洁、方便的特征表示法。这样便只需存储每个类别的这些

统计特征值，而不必存全部直方图。一旦需要某一数据值的对应概率函数值时，利用相关方程便可计算出来。

• 单波段数据统计

计算各类别像元亮度值的均值、方差、标准差等。

均值 \bar{x} ，表示随机变量的平均值，反映亮度值的总体水平。如 n 个像元点，各取值 x_i ，则

$$\bar{x} = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n x_i \quad (7.2)$$

方差 σ^2 、标准差（又称均方根差） σ ，均反映亮度值作为随机变量取值的离散程度，即变量与均值的偏差程度。

$$\sigma^2 = \frac{\sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})^2}{n} = \frac{\sum_{i=1}^n x_i^2}{n} - \bar{x}^2 = \overline{x^2} - \bar{x}^2 \quad (7.3)$$

$$\sigma = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})^2}{n}} \quad (7.4)$$

• 多波段数据统计

计算各波段间的协方差矩阵和相关矩阵。多波段图像中，每个像元点各个波段的图像数据（亮度值）构成一个多维向量。它是一个多维随机变量所取的值。多维随机变量的协方差矩阵 Σ ，由各个变量的方差和每两个不同变量的协方差（相关矩）组成，表示为：

$$\Sigma = \begin{bmatrix} \sigma_{11}^2 & \sigma_{12}^2 & \cdots & \sigma_{1n}^2 \\ \sigma_{21}^2 & \sigma_{22}^2 & \cdots & \sigma_{2n}^2 \\ \vdots & \vdots & \vdots & \vdots \\ \sigma_{n1}^2 & \sigma_{n2}^2 & \cdots & \sigma_{nn}^2 \end{bmatrix} \quad (7.5)$$

$$\sigma_{ii}^2 = \frac{1}{n} \sum_{k=1}^n (x_{ik} - \bar{x}_i)^2 \quad (7.6)$$

$$\sigma_{ij}^2 = \frac{1}{n} \sum_{k=1}^n (x_{ik} - \bar{x}_i)(x_{jk} - \bar{x}_j) \quad (7.7)$$

其中： σ_{ii}^2 表示第 i 分量 x_i 的方差； σ_{ij}^2 表示 x_i 和 x_j 的协方差；

Σ 协方差矩阵为对称矩阵； \bar{x}_i 表示第 i 分量 x_i 各波段取值 x_{ik} 的平均值矢量。

$$\bar{x}_i = \frac{1}{n} \sum_{k=1}^n x_{ik} \quad (k = 1, 2, \cdots, n)$$

前者反映变量取值的离散程度，后者反映了不同变量间的相关程度。因此，协方差矩阵既能反映各个分量各自取值的离散程度，又能反映不同变量间的相关密切程度。

相关矩阵 R 是反映多维随机变量各个分量两者间相关密切程度的另一种方式。它的主对角线元素是 1，其他元素则是某两个变量间的相关系数——反映两个随机变量之间线性关系密切程度。

$$R = \begin{bmatrix} 1 & r_{12} & \cdots & r_{1n} \\ r_{21} & 1 & \cdots & r_{2n} \\ \vdots & \vdots & \ddots & \vdots \\ r_{n1} & r_{n2} & \cdots & 1 \end{bmatrix}$$

$$r_{ij} = \frac{\sigma_{ii}^2}{\sigma_{ii} \cdot \sigma_{ij}} \quad (7.8)$$

可见, 相关矩阵 R 可以从协方差矩阵 Σ 得到, R 也是对称矩阵。

2) 各波段及波段组合的类别可分性分析

统计可分性可以有多种定量描述方法。这里介绍 3 种可分性度量法^[1]。

• 均值间标准化距离 (d)

反映两个密度函数的可分性。即计算类别间的统计距离, 可表示为

$$d = \frac{|\mu_1 - \mu_2|}{\sigma_1 + \sigma_2} \quad (7.9)$$

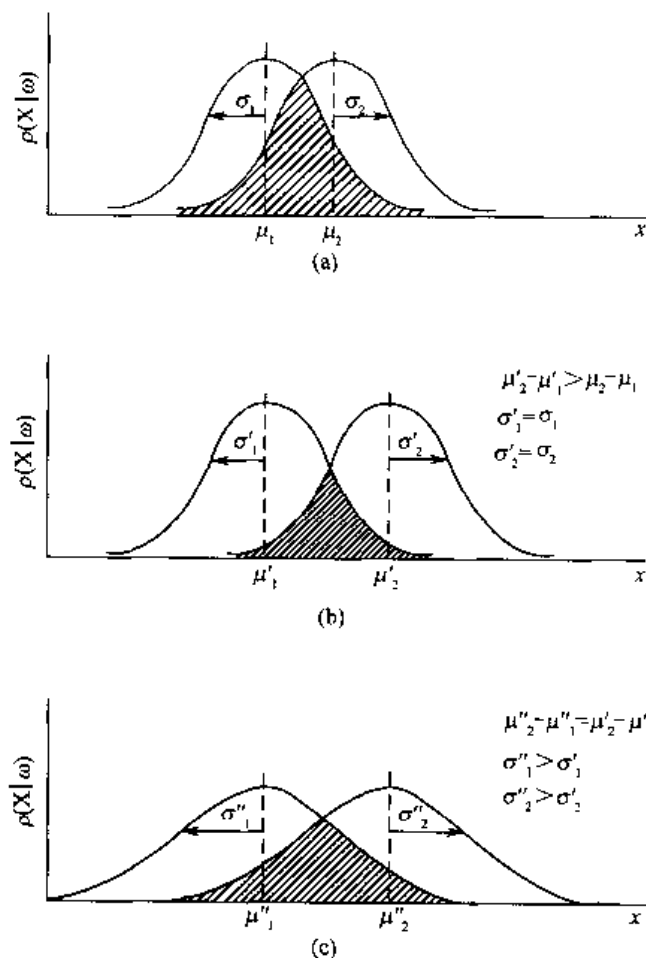


图 7.9 错误概率和“标准化距离”之间的关系^[15]

(a) 两个相互重叠的正态密度函数; (b) 均值间的距离增大, 则错误概率变小; (c) 方差增加, 则错误概率增大

式中: μ_1, μ_2 分别为两类样本区域的光谱均值; σ_1, σ_2 分别为两类样本区域的标准方差。

“均值间标准化距离”被定义为, 均值之差的绝对值除以标准差之和。它是相应的 2 个概率密度函数可分性的一种度量。图 7.9 显示了三对具有不同重叠程度的正态概率密度函数^[15]。假设模式类别均具有相同的先验概率, 则判别界线位于概率函数曲线中间的交点处。若方差相同 [图 (a)、(b)], 均值间的距离 ($\mu_2 - \mu_1$) 越大, 重叠面积越小, 可分性越大; 若均值间距离相等 [图 (b)、(c)], 则方差越大 (即测量空间的数据越分散), 重叠面积越大, 可分性越小。可见, 统计可分性与错误概率间呈反比关系, 类别间的统计可分性越大, 分类的错误概率越小。

此种方法不足之处在于, 尽管用重叠面积大小所表示的可分性是随着密度函数方差的变化而变化的。但是当两个密度函数均值相等时, 不管方差如何变化, d 的数值均为零, 反映不出可分性大小。此外, 此法是一维特征空间的一种度量, 它不适于进行多变量的研究。

对于多维特征空间, 多变量统计可分性的度量可以用离散度、J-M 距离等方法, 即计算每一可能的子空间中每个类对之间的统计距离或统计分散度, 用以间接表征类别间的可分性大小。

• 离散度 (D)

$$D_{ij} = \frac{1}{2} t_r [(\Sigma_i - \Sigma_j) \cdot (\Sigma_i^{-1} - \Sigma_j^{-1})] + \frac{1}{2} t_r [(\Sigma_i^{-1} + \Sigma_j^{-1})(U_i - U_j) \cdot (U_i - U_j)^T] \quad (7.10)$$

式中: U_i, U_j 分别为 i, j 类的均值矢量; Σ_i, Σ_j 分别为 i, j 类的协方差矩阵;

$t_r [A]$ 表示矩阵 A 对角线元素之和。

公式 (7.10) 前部分表示各协方差矩阵的差别, 后部分为均值间的标准化距离在多变量情况下的推广形式。式子中只含均值矢量和协方差矩阵, 看上去虽复杂, 但可以通过计算机直接计算。可见, 在 2 个类别特征选择时, 离散度越大、可分性越大、分类的错误概率越小。离散度是两个类对间的距离度量, 是错误概率大小的间接指示。

• J-M 距离 (Jeffries-Matusita Distance)

它也是类对间统计可分性的一种度量, 是两个类别的密度函数之间的平均差异的一种度量。

假定各个类别均具有正态的密度函数时, 则 J-M 距离被定义为

$$J_{ij} = [C(1 - e^{-\alpha})]^{1/2} \quad (7.11)$$

$$\text{其中, } \alpha = \frac{1}{8} (U_i - U_j)^T \left(\frac{\Sigma_i + \Sigma_j}{2} \right)^{-1} (U_i - U_j) + \frac{1}{2} \ln \left[\frac{|\Sigma_i + \Sigma_j| / 2}{(|\Sigma_i| \cdot |\Sigma_j|)^{1/2}} \right]$$

和离散度一样, 上式中只含有均值和协方差, 且也是两类对间的距离度量。可见, 离散度与 J-M 距离均是针对两个类别而言, 是一种“类对间”的距离度量。

对于任何一对给定的波段 (候选波段组合或称特征子集), 进行 2 个类别特征选择时, 离散度和 J-M 距离均是表示它们相对有效性的一种度量。只要算出这 2 个不同类别在给定波段组合中的离散度或 J-M 距离, 并选取其最大者, 便是区分这 2 个类别的

最佳波段组合 (即最优子集)。

以上讨论的是两个类别间的选择。至于多类别问题 (m 为类别数), 一个常用的办法是计算平均离散度 (\bar{D}) 或平均 J-M 距离 (\bar{J})。也就是, 计算全部类对的离散度或 J-M 距离的平均值。它们分别被定义为:

$$\bar{D} = \sum_{i=1}^m \sum_{j=1}^m p(w_i) p(w_j) D_{ij} \quad (7.12)$$

$$\bar{J} = \sum_{i=1}^m \sum_{j=1}^m p(w_i) p(w_j) J_{ij} \quad (7.13)$$

它们均是一个以类别先验概率为权重的平均值。

这种平均类对可分性, 需先计算每一可能的子空间中, 每个类对之间的统计距离或统计离散度, 再计算这些类对间统计可分性度量的平均值, 并按其平均值大小排列所有被评价的子集顺序, 从而选择最佳波段和波段组合。如表 7.4 所示。这里假定选用了陆

表 7.4 特征选择的类别可分性

顺 序	类别可分性度量(无最大值限制)						
	波段组合	平 均 可分性	特定类对的可分性				
			SC	SW	SA	WR	WY...
1	3、4、5	448	25	196	188	620	58
2	2、3、4	428	26	177	229	630	208
3	1、4、7	423	24	151	182	619	58
⋮	⋮	⋮	⋮	⋮	⋮	⋮	⋮

地卫星 TM 7 个波段的数据, 经特征选择算法来评价所有 3 个波段组合形成的各种子集对于不同作物类别的可分性和平均可分性, 并根据平均可分性的大小, 将子集顺序排列, 以评价和确定出最优子集。考虑的作物类别用大写字母缩写表示, 包括: 大豆 S (Soybean)、玉米 C (Corn)、小麦 W (Wheat)、苜蓿 A (Alfalfa) 等等。

以美国印第安纳州 Pigeon 河地区湿地分类为例^[17], 当地淡水湿地类型多样, 其中的高、低湿地因植被类型相似 (硬木)、光谱特征相近, 按常规的遥感监督、非监督分类法, 两者难以区分。考虑到因地形高低不一, 影响到排水条件及土壤类型, 造成沼泽湿地类型的差异, 加入高、低的地形信息 (或由地形高低引起的土壤信息差异), 运用分层分类法对各层的分类节点进行光谱特征统计分析与可分性研究, 寻找区分类别的最佳波段或波段组合, 以此设计分类树, 可以明显改善湿地的分类精度, 有效地区分出具同一植物类型的低位湿地与高位湿地。具体步骤如下:

(1) 分类系统的确定: 根据 Pigeon 河地区的区域特点, 确定待区分的: 深沼泽湿地、浅沼泽湿地、灌丛沼泽、高位沼泽硬木、低位硬木沼泽, 以及农田、针叶林、水体等 8 种主要类别。

(2) 训练区光谱特征的统计分析和可分性研究: 通过各波段、各地类信息的统计分析 (均值、方差、协方差等) 以及波段间地类统计可分性 (离散度等) 与平均可分性, 以选择区分类别的最佳波段组合方案。

(3) 最佳逻辑决策树的设计: 在对区域充分认识的基础上, 引入非遥感决策函

数——高地、低地地形部位信息,运用上一步骤的统计分析结果,和所选择的分类波段,设计湿地分类的分层决策树。

(4) 决策树结构的描述:第一层高、低地信息的输入是根据土壤类型与高、低地形的相关性,通过数字化高低地土壤界线的人工输入,叠置在遥感数据上,从而分出高地与低地两大类。随后,根据对训练区光谱统计分析和可分性研究所确定的对不同类型区分的最佳波段组合,设计湿地分类的分层决策树。

(5) 分层分类:按照最佳逻辑决策树的设计,采用最大似然法,对全区进行逐级分类,输出 8 种不同地类。

(6) 结果分析与评价:分析结果表明,仅用光谱数据,不采用分层分类法及辅助参数,高位沼地硬木与低位硬木沼泽难以区分。但若在光谱数据的基础上,仅增加一个“高”与“低”的地学概念,把卫星数据与土壤界线数据叠加在一起进行多层分类,便可将 8 种地类区分出来,提高了图像的识别能力,可信度从单层分类的 71.7%,提高到多层分类的 84.3%,可区分的类别也从 6 类增加到 8 类。

2. 叠合光谱图

叠合光谱图 (coincident spectral plot), 又称多波段响应图表, 是建立在光谱数据统计分析的基础上。首先进行各波段各类别光谱特征的统计分析, 主要计算均值、方差, 再将分析计算结果表示在图表上。如图 7.10 所示。在此图表中, 绘出每种类别在每个波段中的平均光谱响应, 用各种字母分别表示不同类型, 并算出各类别相对于均值的标准偏差 (σ), 以均值为中点的星线长度表示 $\pm \sigma$, 即表示该类别亮度值取值的离散程度。因此, 星号线越长, 表示数据的方差越大, 变量与均值的偏差 (离散程度) 越大; 反之, 方差较小的类别 (和波段), 则星线较短。

叠合光谱图直观地显示了不同类别在每一波段中的位置、分布范围、离散程度、可分性大小等, 是一种以定量方式对类别数据的光谱特征进行分析与比较, 选择最佳波段和波段组合, 建立分类树的直观、简便、有效方法。

以山区雪被分类为例来说明^[18]。为了进行水资源研究, 需要对一个流域内的雪被进行分类和制图。即区分出积雪区内不同雪被类型 (不同含水量的雪)。此项工作是在叠合光谱图分析的基础上, 运用遥感分层分类法完成的。

工作区位于美国西南部山区, 根据不同含水量雪的光谱特征差异以及考虑到一些基本的地面覆盖类型, 确定了待区分的九种类别: 5 种雪 (雪 1—雪 5)、水体、森林、农业区、镜面反射的水体, 并分别用字母 A—I 表示。所选用的数据源为美国天空实验室 13 通道多光谱扫描仪的数据。它包括 5 个可见光通道、3 个近红外通道、4 个短波红外通道、1 个热红外通道。

选择九种不同类别的训练区, 并对训练区 9 种不同类别的光谱特征进行统计分析, 计算均值、标准差 σ 。绘制叠合光谱图 (图 7.10), 将 9 种类别 (A—I) 在每个通道中的平均光谱响应范围表示在图上。即字母的位置表示这一类别在该波段中的均值位置, 以均值为中点的星线长度为 $\pm \sigma$ 。于是各类别在各波段所处的位置、分布范围、离散程度, 以及各类别之间取值的重叠状况、可分性大小均一目了然地呈现在叠合光谱图上。图中显示 5 通道是把 A、B、C (作物、树、水) 与其他类别区分的最佳通道, 可以建

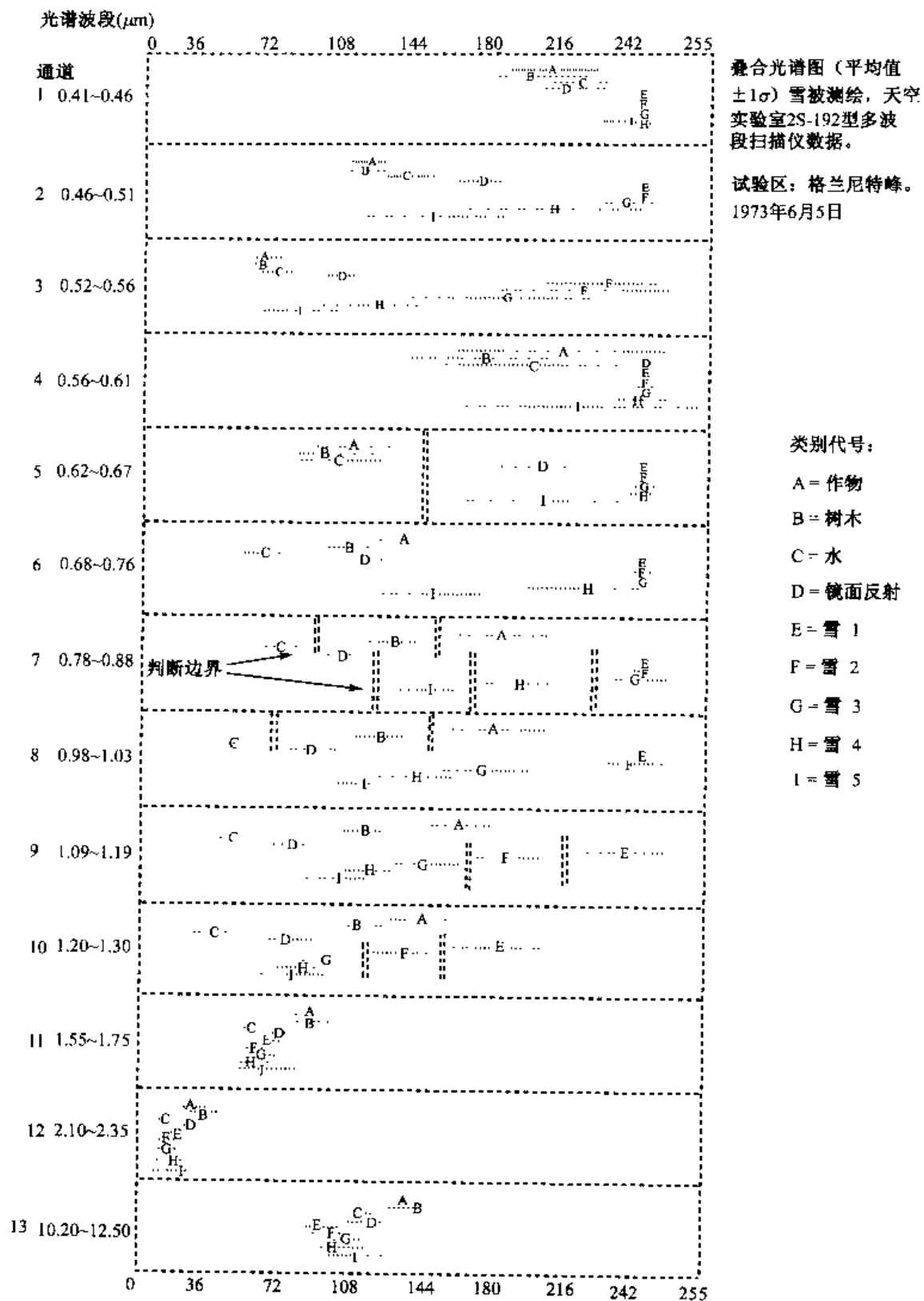


图 7.10 雪被分类的叠合光谱图^[18]

立明显的判别界线；7 或 8 通道是区分 A、B、C 类的最佳通道。对于其他六种类别，可以先通过 7 通道将 D、H、I 三类别分出来，再利用 9 或 10 通道把最后的 E、F、G 分出。根据叠合光谱图的分析、对比，所表述的分类过程，也正是设计分类树，并进行逐级分类的过程。图 7.11 显示采用分层分类法，仅需三个分类步骤（5、7、9 通道）即可完成全部分类。由于分析人员始终操纵着分类的全过程，因而分类精度可高达 99.7%，比标准监督分类法的分类精度（97.5%）高 2.2%，计算时间减少 15.75%。

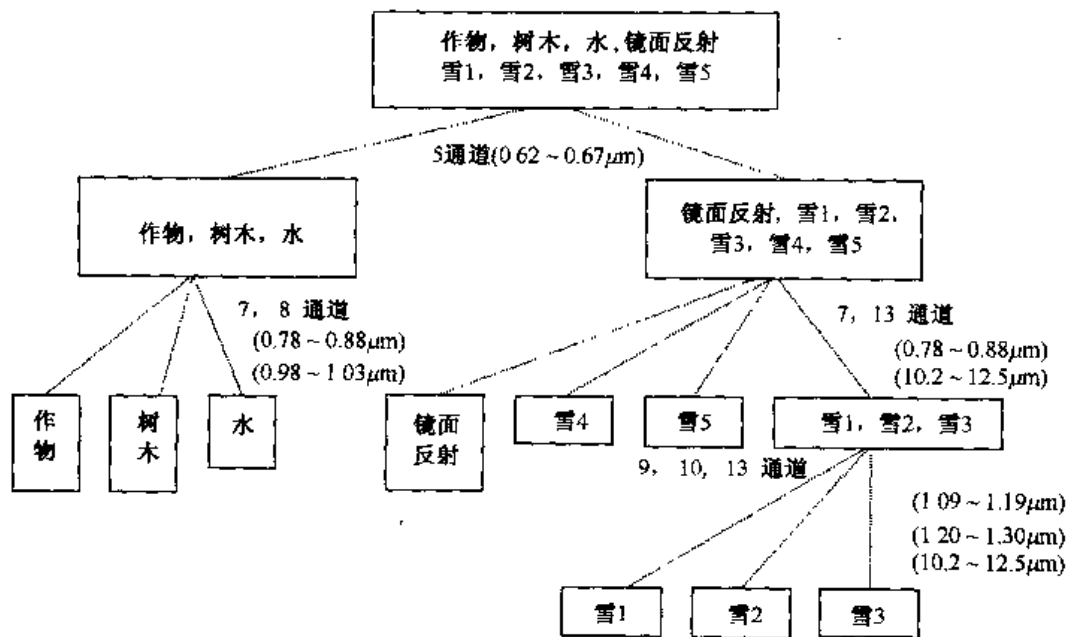


图 7.11 雪被分类的判决树^[18]

最后输出 5 种不同雪被分类图及相应的面积表等。若将该区的数字地形数据 (DTM) 与光谱数据复合，则可以了解不同雪被随高度而变化的规律，再结合必要的地面资料和应用分析模型，方可对该地区各流域内的径流量作出预测。

叠合光谱图在选择最佳波段组合中还有一个作用。这就是结合方差大小及光谱“反向”现象，来判断目标的分离度（可分性）。图 7.12 给出了一个应用实例。图上绘出了六种不同类别：阔叶林 A、针叶林 B、水 C、牧场 D、玉米 E、大豆 F，在五个不同波段：可见光（0.52~0.57 μm 、0.61~0.70 μm ）、近红外（0.72~0.92 μm ）、短波红外（1.50~1.80 μm ）、热红外（9.30~11.70 μm ）的分布情况。一方面该图表直观地显示了区分类别的有用波段或波段组合。如近红外波段易区分水和大豆，可见光波段易区分牧场，短波红外波段各类别均值间的离散度大。因而采用以上三个波段合成的图像区分类别优于其他波段组合。也可以设计分类树，分阶段地选用不同波段，以更好地区分类别；另一方面，对于难以区分的类别，如阔叶树 A 与针叶树 B，玉米 E 与大豆 F，它们在各一个单波段均因光谱响应特征重叠量大，而无法区分。但是，在可见光及热红外波段 $A < B$ ，而近红外、短波红外波段 $A > B$ ；在可见光的 0.61~0.70 μm 波段 $E > F$ ，而近红外、短波红外波段 $E < F$ 。这种现象称为光谱响应的反向（reversal）现象。图 7.13 表明这种反向现象在多光谱图像处理中的应用价值。A、B 类在 1 波段上有部分重叠，

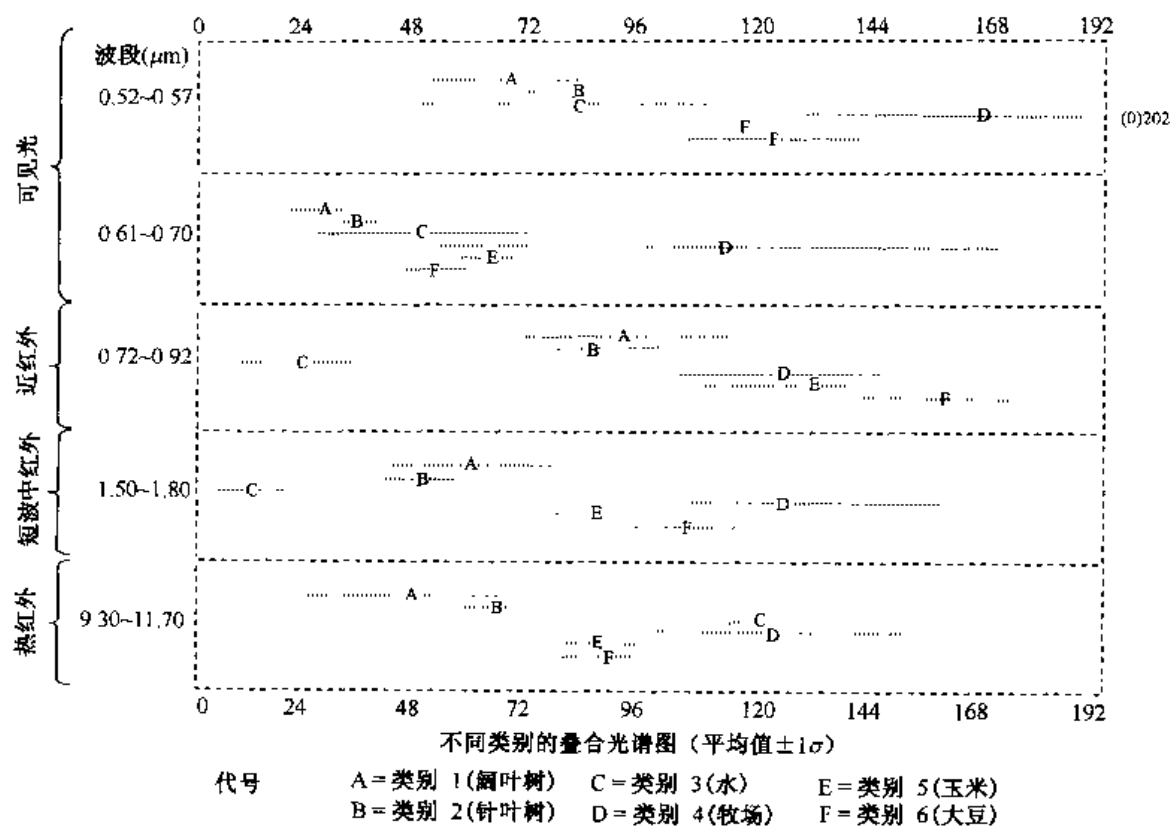


图 7.12 叠合光谱图^[19]

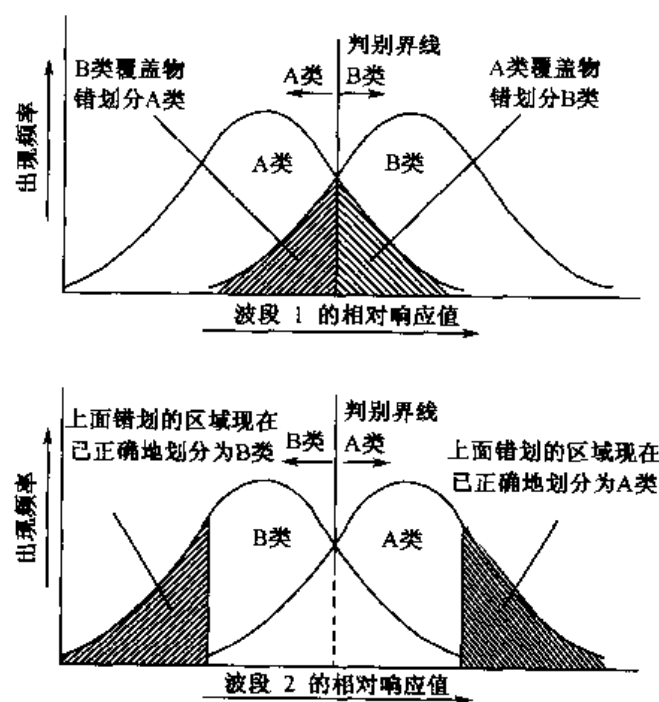


图 7.13 光谱响应的反向现象^[19]

这个重叠部分在 2 波段上易于区分。因此,利用这种光谱的反向现象,单波段不能区分的类别,将可以通过具有光谱反向现象的 2 个波段的结合加以区分。

3. 基于知识的分层分类

地理环境是十分复杂的。在许多情况下,对于目标的分类,仅靠光谱信息的统计分析和自动分类,精度较低。为了提高计算机辅助分类的精度,往往要引入光谱知识及空间属性、空间分布、DTM 等信息或知识,根据一定的知识规则,参与遥感的分层分类。以下举两个应用实例。

1) 洞庭湖区专题信息分层分类中地域因子及知识的应用^[20]

研究区地处长江与洞庭湖之间易受洪水威胁的君山农场。为了配合洪水灾情研究,需进行不同类型水体、洪水淹没区及芦苇、芦草等与洪水灾害有关的专题信息的提取。这些信息往往差异不大,仅用亮度值难以区分或保证精度。因此根据洞庭湖区的地域分异规律,引入地域因子作为辅助信息,并加入相关的光谱知识,进行遥感分层分类,提高了分类精度,取得了较好的效果。

根据应用目的和研究区的特点,确定了待区分的九种类别,即农田(水田、旱地)、不同水体——江水、湖水、堤垸内水体、淹没区、湖水边缘区、芦苇地、芦苇—芦草地、泥沙滩地;选择训练区,进行各类别光谱值的统计分析;分析各地类在 TM 各波段的亮度特征,绘制地类在 TM 各波段的亮度均值分布曲线,它显示了各波段、各类别均值分布范围。均值离散度最大的波段,区分类别的可能性也最大。但是因为各类别方差大小不同,所以均值分布的离散度并不能完全表达类别的可分性。由于研究区的特殊性,为了利于区分光谱特征相近的类别,引入辅助参数,即根据研究区地物的地域分布规律,划分三个地域因子——堤垸内、堤垸外过渡区、水区。每个地域类别又包含若干个地类,如堤垸内——农田、生活用地、园地、水体、水渠、公路、堤垸;堤垸外过渡区——芦苇地、芦草混生地、泥沙滩地、淹没区、湖水边缘区;水区——江水、湖水等。

结合地域因子,设计分层分类树。在分类树的每个结点上,运用光谱数据和光谱知识,采用多种光谱指数提取专题特征信息,并运用阈值法,根据像元亮度与阈值的关系来确定像元的类别,进行专题分类。如图 7.14 所示,结合该地区和相关图像的特点,首先用 $TM1/TM5 + TM7$ 将水陆区分,以提取各种水体信息;用 $TM5/TM4$ 比值图像来区分不同泥沙含量的水体——泥沙含量大的江水、泥沙含量中等的湖水以及泥沙含量少的水体。在泥沙含量少的水体中,由于堤外洪水淹没区水流动小,造成泥沙大量沉积,其光谱特征与堤垸内的水体十分相似。因而加上地域因子(堤垸内、外),则易于将它们区分开;再用 $TM3/TM2$ 区分淹没区与湖水边缘区;农田与芦苇光谱相似,用地域因子(堤垸内、堤垸外过渡区),则将之区分;用 $TM4/TM3$ 比值植被指数把芦苇地与芦草地区区分开来。按分层分类原则,由地域因子和光谱特征交叉灵活应用,逐级提取各种不同的专题信息。方法简便、运算量少、效果明显。

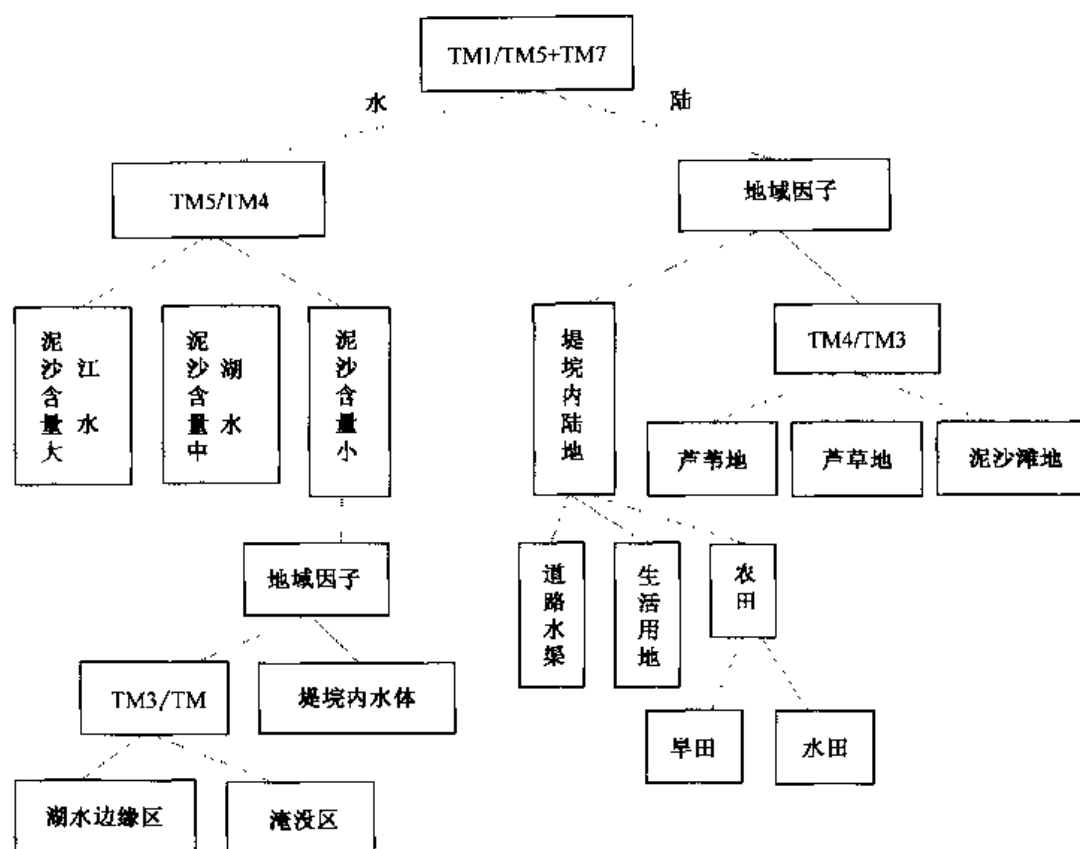


图 7.14 洞庭湖区专题信息分层分类^[20]

2) 黄土丘陵区基于知识的土地覆盖分层分类^[21]

研究区为陕北子长县黄土丘陵区。此处地形破碎、植被覆盖度低、地物类型在 TM 图像上色调单一，传统的遥感自动分类精度较低。为了提高分类精度，在自动分类的基础上，利用光谱、空间属性、DTM 等信息，按一定的知识规则，分层提取各类型要素，生成分类专题图。其分类精度提高了 19.06%。

具体做法如下：

(1) 最佳时段的选择和分类系统的建立

根据研究区的特点（包括农事历、耕作制度等）选择最佳时段的遥感资料以及确定待区分的七种地类，即河流、城区、裸地、林地、草地、坡耕地及川耕地。

(2) 自动分类

根据各类别、各波段的光谱响应特征，进行监督或非监督分类，因存在大量的混合像元和光谱混淆（即同物异谱、异物同谱）现象、错分现象明显，分类精度较低。

(3) 辅助数据的介入

寻找与土地覆盖类型密切相关的因子——DTM，并将之与 TM 数据复合。取 TM 第 1、3、4、7 四个波段数据，用 1:5 万地形图选地面控制点与 DTM 匹配复合。高程数据可以部分修改由光谱混淆而引起的错分现象。

(4) 基于知识的分层分类

研究中, 通过训练样本计算每个类别的 6 个特征值, 即 TM 第 1、3、4、7 波段的亮度值、TM4/TM3 比值植被指数 RVI, 以及 DTM 高程值。在具体分类时, 根据不同研究对象选用不同的特征值, 采用阈值法按一定阈值范围、知识规则、设计分类树进行各专题信息的分层提取, 如图 7.15 所示。首先将比值植被指数 RVI 取阈值 1.2, 用以识别植被与非植被区; 取阈值 2.5, 用以识别林地与非林地。其阈值的选取是经试验而

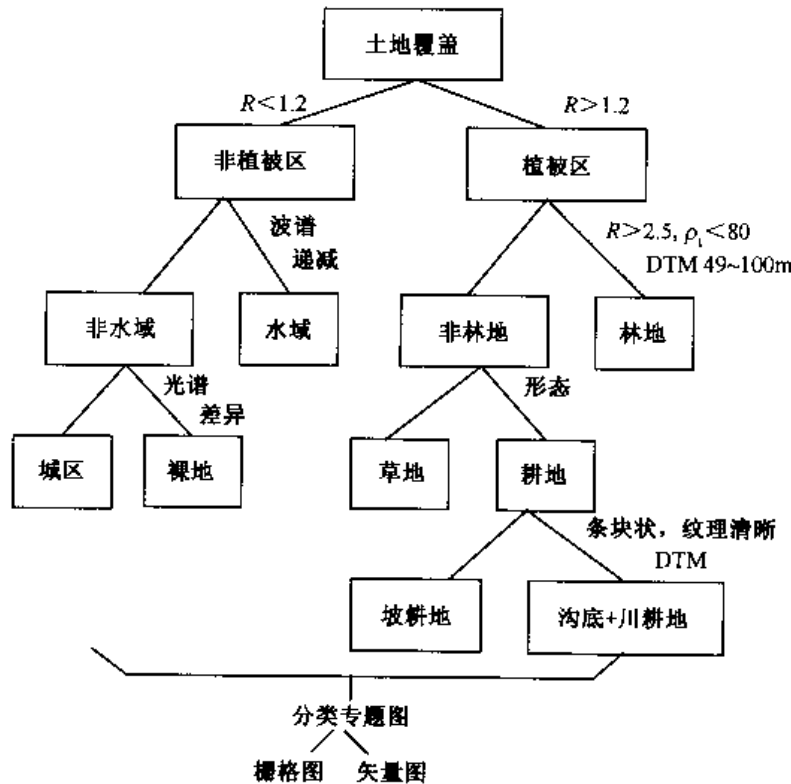


图 7.15 黄土丘陵区土地覆盖分层分类^[21]

得的经验值。其次利用波谱递减特征提取水域。这是因为水是惟一的随着波段序号增加, 光谱亮度值 (反射率) 减小的类别, 因而在自动分类基础上, 用此法可以提高水域边界的检测精度。对于非水域区的城区与裸地, 因光谱响应特征差异明显易于区分。对于鉴别林地, 除了选用平均植被指数 $R > 2.5$ 外, 还辅以 DTM 高程值介于 $49 \sim 100\text{m}$ 之间, TM1 的光谱值 ρ_1 小于 80, 满足这三个条件的为林地。对于非林地, 仅根据空间几何形态、纹理特征便可以区分出是耕地还是草地; 再根据空间属性、形态及 DTM 等来区分川耕地与坡耕地, 前者较后者纹理清晰、地形低而平坦, 呈条块状等。最后将以上结果合并为分类专题图, 并在 GIS 支持下自动制图输出栅格或矢量图。

3) 土地覆盖分层分类中空间知识的应用

常规的统计分类, 往往对于有限区域内 (如训练区) 光谱变化不大时, 能获得较好的结果。但是, 随着遥感器光谱敏感度及环境、地形、物候等因素的变化, 以及大量

“同物异谱，异物同谱”现象的存在，使纯像素光谱特征的聚类归并会产生较大的分类误差。于是人们往往将空间异质的大区域划分为几个相对均匀的子区，再对每个区域分别分类。这是利用区域知识和相关的光谱知识来有效地提高分类精度。以上两个例子均说明了这一问题。

这里，所谓“区域知识”可以是判别者的实际知识和经验，并通过辅助信息 DEM 或专题图的界线等引入的；也可以是图像直接提取的空间信息，并将它参与光谱信息的辅助分类中。

所谓“空间信息”是指影像本身所固有的特征，如影像纹理、像素的相似性 (proximity)，特征的大小、形状、方向、重复性 (repetition) 和上下文关系 (context) 等。它可以被提取用于辅助不同阶段的光谱分类。如 Gumey (1983) 利用云和阴影的相对位置关系成功地将云影从光谱特征相似的水面上分离出来；Johnsson (1994) 通过特征的尺寸和相邻关系来改善光谱分类结果；还有在移动窗口内利用“光谱类别的空间组成”来对预分类结果编码，以得到土地利用/土地覆盖特征；Moller-Jensen (1990) 在城市分类中^[22]，利用边缘检测分割技术，结合特征的纹理、上下文关系以及线段的光谱特征等分类知识，发展了一种基于专家系统的分类方法，以改善传统的分类技术。

美国中西部内布拉斯加 Nebraska 的 Platte 河谷平原区以农田为主，主要作物有玉米、高粱、大豆等，另有天然草地以及分割破碎的林地、湿地、灌木等。常规的光谱自动分类结果，城市绿地与农田、城市混凝土与裸地，河边林地与湿农业用地等之间混分现象严重。为了解决纯像素分类造成的光谱混淆问题，运用了一种光谱和空间图形结合的识别技术，引入被探测目标的形状指数，将空间知识有效地融入分层分类中，取得了很好的分类结果。

具体做法如下^[23]：

(1) 用边缘检测技术确定相同的区域

即运用梯度的一阶差分算法，对原始影像进行边缘增强。通过网络和边缘特征检测出相对相同的区域（检测出线性地物和边缘）。

数字图像由点（如单个要素）和块状区域（如由灰度或纹理相同的一系列像素连成片）组成。采用改进的一阶差分算法来检测相同性质像素组成的区域边界或线性地物，将这些区域隔离，即每个地块作为一个单元用唯一的标记加以区分，以便后续形状参数的测量。

一阶差分算法，即逐个有规律地比较每个像素与其最邻近像素亮度值的差值的处理过程。若一个像素的方向差分（水平或垂直的），大于等于阈值 10，则视为边界像素，否则忽略。阈值由试验确定，并采用不同的值检查效果。对于不同的图像、不同的应用目标，阈值不同。在输出图像上，所有边界像素为 1，非边缘像素为 0。

(2) 分类前的分层处理

提取的边界像素组成一定形状的地块（区域）。形状指数是通过计算周长与面积的比值来表示。按区域形状指数将影像分为两层，一简单规则形状的地块层和复杂形状的地块层。前者形状指数较小，多为农田、裸地、部分湿草地，后者形状指数较大，检测的边缘很不规则，包括城镇用地、道路、河流、林地、湿地灌木等。

分层后，光谱相似的不同地类，如城区绿草地与低红外反射的农田、湿地与河边林



地等被分到不同的图像层中,减少了混淆的可能性。

(3) 分层分类

对每一图像层独立分类,选用 TM 2、3、4、5 进行非监督分类。再将两个图层的分类结果叠合生成最终土地覆盖分类图,由 8 类组成:水域、湿地灌木、林地、湿草地、草地、农田、城镇和裸地。分类效果明显提高。

4. 目视解译中的分层分类

在遥感目视解译中,分类树的设计主要依据设计者对各待分类别特点及类别间内在规律性的认识。根据理论分析和实际知识与经验,在分类树的每个结点上,建立类别间的解译标志,从而识别、区分它们。

下面以腾冲地区植被分类为例加以说明^[24]。

腾冲位于亚热带山区、气候湿润、植被茂密、种类繁多。植物分布的水平及垂直地带性明显,这给植物分类带来一定的难度。若单靠植物光谱响应特征的差异分类,仅能分出十来种便难以再分下去。但是,若根据地学相关特征,以植物群落的生态系统为背景,建立分类树,并通过一系列遥感解译标志和引入一些辅助参数(如高程、地貌等),则可以分出 10 个层次,40 多种植物类别,同时分类精度也有明显提高。如图 7.16 所示。整项工作是在 1:3.5 万的彩红外航空像片上进行。首先,根据植被-地貌相关的特点,把与一级地貌单元相对应的植被分为三类:山地-林地、高原-草地、盆地-耕地,其影纹、色调各有差异。其次,以植物群落的生态系统为依托,在分类树的每个结点上,建立相应的解译识别标志。具体可分为五种直接解译标志和五种间接解译标志。它们分别或重复出现在不同的分类结点上。

- 直接解译标志。包括:色调——如林地因属种、高度、密度等变化大,其色调及均匀度较草地等有明显差异;影纹结构——如耕地具明显的线状延伸条纹;形状——如针叶林多为圆锥状,阔叶林多为椭圆形、卵形、半球形;大小——如乔木树冠颗粒大($>0.2\text{mm}$),灌木冠部颗粒小($<0.2\text{mm}$);高度——可以通过阴影来判断目标个体的高度如乔木高、灌木低。

- 间接解译标志。包括:海拔高度——如可以把海拔高度 1800m 作为矮禾草与高禾草草地的分类界线,把海拔高度 1600m 作为水稻中双季稻与单季稻的分类界线;地貌部位——如对于低中山灌丛又进一步分出干燥缓坡的常绿灌丛和极干陡坡的有刺灌丛;地理位置——它决定了水热条件的变化,如对于常绿阔叶林的木荷,在腾冲县城以南为以峨嵋木荷为主,以北为以银木荷为主;土壤母质——如灰岩成壤多分布草地,花岗岩、砂页岩成壤多分布常绿阔叶林;人类活动——如人造林多为木荷为主的常绿阔叶林,天然林多以栲、石栎为主。山区的“立体农业”如甘蔗、水稻、竹等光谱响应特征十分相似,更是需要根据其生态组合,它们的共生和差异指标,并加入高程等辅助信息,逐级分类方可区分。

§ 7.3 变化检测

随着社会与技术的发展,人类开发资源、改造自然环境的能力不断增强。人类的各

种活动每天都在改变着地表景观及其利用形式。人口的快速增长及城市化的发展,加速了这种变化的速度。资源管理与规划、环境保护等部门迫切需要快速而高效地监测这些变化信息,更新相关的地理信息系统,分析这些动态变化的特点与原因。一种获取与监测这些动态变化的有效方法就是利用多时相的航天或航空遥感数据的变化检测方法。

变化检测就是从不同时期的遥感数据中,定量地分析和确定地表变化的特征与过程。它涉及到变化的类型、分布状况与变化量,即需要确定变化前后的地面类型、界线及变化趋势。近年来,应用多光谱卫星遥感影像对各种变化进行识别和提取已成为遥感研究的热点之一,并形成了一些变化识别与检测的方法。由于陆地表面变化,特别是土地覆盖及其变化在相当程度上控制着地球的能量平衡、生物化学循环及水循环,对区域与全球气候、地球系统的生物化学过程以及全球环境变化起着重要的作用,因此对土地覆盖变化的定量化研究、监测与制图,已成为目前遥感变化检测应用的一个重点。

7.3.1 遥感变化检测的影响因素

遥感变化检测的工作对象是同一区域不同时期的图像。由于遥感图像信息的获取过程受到各种因素的影响,因此不同瞬间获取的遥感图像所反映的当时环境背景是不同的。可把这些影响遥感图像的因素分为两类:遥感系统因素与环境因素。在变化检测时必须充分考虑这些因素在不同时间的具体情况及其对于图像的影响,并尽可能消除这种影响,使这种检测建立在一个比较统一的基准上,以获得比较客观的变化检测结果。

在变化检测之前需要对检测区域内的主要问题进行调查,分析检测对象的空间分布特点、光谱特性及时相变化的情况。其目的是要为分析任务选择合适的遥感数据及理解遥感成像时的环境背景。不同遥感系统的时间分辨率、空间分辨率、光谱分辨率和辐射分辨率不同,选择合适的遥感数据是变化检测能否成功的前提。另外,如果不能很好地理解各种环境因子对变化检测的影响,往往也会导致错误的分析结论。

考虑到环境因素的影响,用于变化检测的图像最好是由同一个遥感系统获得。如果由于某种原因无法获得同一种遥感系统在不同时段的数据,则需要选择俯视角与光谱波段相近的遥感系统数据。

1. 遥感系统因素的影响及数据源的选择

1) 时间分辨率

这里需要根据检测对象的时相变化特点来确定遥感监测的频率,如需要一年一次、一季度一次还是一月一次等等。同时,在选择多时相遥感数据进行变化检测时需要考虑两个时间条件。首先,应当尽可能选用每天同一时刻或者相近时刻的遥感图像,以消除因太阳高度角不同引起的图像反射特性差异。另外,尽可能选用年间同一季节,甚至同一日期的遥感数据,以消除因季节性太阳高度角不同和植物物候差异的影响。

2) 空间分辨率

首先要考虑检测对象的空间尺度及空间变异的情况,以确定其对于遥感数据的空间

分辨率要求。变化检测还要求保证不同时段遥感图像之间的精确配准。因此,最好是采用具有相同的瞬时视场(IFOV)的遥感数据,如具有同样空间分辨率的 TM 图像之间就比较容易配准在一起。当然也可以使用不同瞬时视场遥感系统获取的数据,如某一日期 TM 图像(30m×30m)与另一日期 SPOT 图像(20m×20m),来进行变化检测。在这种情况下需要确定一个最小制图单元 20m×20m,并对两个图像数据重采样,使之具有一致的像元大小。

一些遥感系统按不同的视场角拍摄地面图像,如 SPOT 的视场角达到±27°。在变化检测中如果简单地使用俯视角明显不同的两幅遥感图像,有可能导致错误的分析结果。例如,对于一个林区,不均匀地分布着一些大树。以观测天顶角 0°拍摄的 SPOT 图像是直接从上向下观测到树冠顶,而相对于一幅以 20°观测角拍摄的 SPOT 图像所记录的实际上是树冠侧面的光谱反射信息。因此,在变化检测分析中必须考虑到所用遥感图像俯视角度的影响,而且应当尽可能采用具有相同或相近俯视角的数据。

3) 光谱分辨率

应当根据检测对象的类型与相应的光谱特性选择合适的遥感数据类型及相应波段。变化检测分析的一个基本假设是,如果在两个不同时段之间瞬时视场内地面物质发生了变化,则不同时段图像对应像元的光谱响应也就会存在差别。所选择遥感系统的光谱分辨率应当足以记录光谱区内反射的辐射通量,从而最有效地描述有关对象的光谱属性。但实际上不同的遥感系统并没有严格地按照相同的电磁谱段记录能量。比较理想的是采用相同的遥感系统来获取多时相数据。如果没有条件,则应选择相接近的波段进行分析。如 SPOT 卫星的波段 1(绿)、波段 2(红)和波段 3(近红外)可以成功地用来与 TM 的波段 2(绿)、波段 3(红)和波段 4(近红外),或与 Landsat MSS 的波段 4(绿)、波段 5(红)和波段 7(近红外)进行对比。

4) 辐射分辨率

变化检测中一般还应采用具有相同辐射分辨率的不同日期遥感图像。如果采用具有不同辐射分辨率的图像进行比较的话,需要把低辐射分辨率遥感图像数据转换为较高辐射分辨率的图像数据。当然这种转换并没有提高其原始数据的亮度值精度。

2. 环境因素影响及其消除

1) 大气状况

用于变化检测的遥感图像应当无云或没有很浓的水汽。即使很薄的雾气也会影响图像的光谱信号,以至造成光谱变化的假象。一般云覆盖不能超过 20%。在变化检测分析中应判断云及其阴影的影响范围,并确定可替代的数据。如果用于变化检测的不同日期遥感图像在大气状况存在明显的差异,且难以找到可替代的数据,则需要应用大气传输模型进行处理,以消除图像上的大气衰减影响。

2) 土壤湿度状况

土壤湿度条件对地物反射特性有很大的影响。在一些变化检测应用中,不仅需要检

测图像获取时的土壤湿度, 还需要检测前几天或前几周的雨量记录, 以确定土壤湿度变化对光谱特性的影响。如果研究区内仅某些地段的土壤湿度差异明显, 则需要对这些地段进行遥感图像分层分类处理。

3) 物候特征

地球上的任何对象都存在时相变化, 不管是自然生态系统还是人文现象, 只是变化的速度和过程有所不同。通过对地面对象的物候变化特征的理解, 才有可能选择合适时间的遥感数据, 并从中获得丰富的变化信息。

植物按照每天、季节、周年物候生长, 不同季节的植被生长状况是不一样的。除非研究年内的季节变化, 否则若采用不同季节的遥感图像进行年变化比较, 就有可能得出错误的结论。

7.3.2 变化检测的方法

由多时相遥感数据分析地表变化过程需要进行一系列图像处理工作, 包括数据源选择、几何配准处理、辐射处理与归一化、变化检测算法及应用等 (图 7.17)。

几何配准处理是指利用地面控制点数据对不同时段的遥感图像进行精确的几何校正, 及图像与图像之间的配准。不同时相遥感图像之间的配准精度非常重要。研究结果表明, 对于变化检测来说, 图像之间的配准误差 (平均均方误差) 应小于半个像元。

用于变化检测的不同时相遥感图像之间通常需要进行辐射度匹配与归一化处理。即使对于那些已分别作过辐射校正处理的图像, 这种图像之间的辐射度匹配与归一化处理仍然是必要的。图像之间的辐射度匹配与归一化是以一幅图像的直方图为基础, 将其他图像的直方图与之匹配。其主要目的是保证不同时段图像上像元亮度值的可对比性。

不同时相的遥感图像经过以上的几何配准和辐射校正处理后, 就需要选取不同的算法来增强和区分出相对变化的区域。利用遥感多光谱影像数据进行地面类型变化检测有多种方法。可把它们归为光谱类型特征分析、光谱变化向量分析和时间序列分析等三类。光谱类型特征分析方法主要基于不同时相遥感图像的光谱分类和计算, 确定变化的分布和类型特征; 光谱变化向量分析方法基于不同时间图像之间的辐射变化, 着重对各波段的差异进行分析, 确定变化的强度与方向特征; 时间序列分析则是强调利用遥感连续观测数据分析地面监测对象的变化过程与变化趋势。

1. 光谱类型特征分析方法

1) 多时相图像叠合方法

在图像处理系统中将不同时相遥感图像的各波段数据分别以 R (红)、G (绿)、B (蓝) 图像存储, 从而对相对变化的区域进行显示增强与识别。例如, 在土地利用变化检测中, 利用三个时相的 SPOT-Pan 图像分别赋予红、绿、蓝色。若早期的 SPOT 图像用红色表示, 后期的图像用绿和蓝色表示, 往往由低反射率到高反射率的地表变化 (如植被到裸地) 显示为青色 (cyan), 而由高反射率到低反射率的地表变化 (如裸地到居

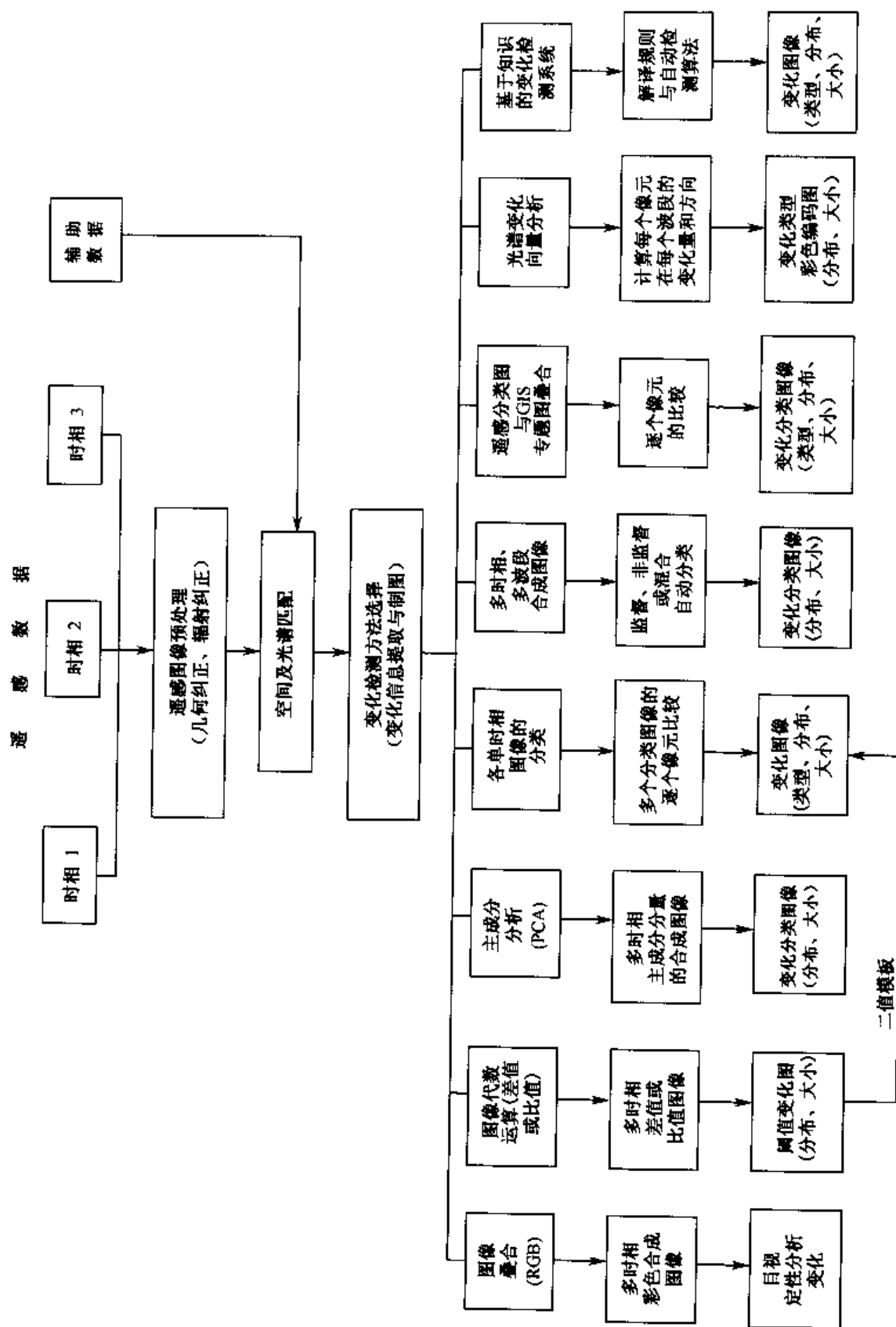


图 7.17 变化检测方法

住区)则可显示为红色。变化区域由于其对应的亮度值变化,可以在叠合图像上得到清楚的显示。一般反射率变化越大,对应的亮度值变化也大,可指示对应的地表土地利用方式已经发生了变化;而没有变化的地表常显示为灰色调。这种叠合分析方法可以直观地显示两到三个不同时相的变化区域,便于目视解译,但是无法定量地提供变化的类型和大小。

2) 图像代数变化检测算法

图像代数(Algebra)算法是一种较简单的变化区域及变化量识别方法,包括图像差值与图像比值运算。

图像差值——将一个时间图像的像元值与另一个时间图像对应的像元值相减。在新生成的图像中,图像值为正或为负则是辐射值变化的区域,而没有变化的区域图像值为0。在8bit图像中,像元值范围为0~255,其图像差值的范围为-255~255。由于差值往往为负值,故可加一个常量C。差值图像的亮度值常近似高斯分布,没有变化的像元多集中在均值周围,而变化的像元分布在尾部。

图像比值——将一个时间图像的像元值与另一个时间图像对应的像元值相除。新生成的比值图像的值域范围为0~1,没有变化的区域图像值为1。

为了从差值或比值图像上勾画出明显变化区域,需要设置一个阈值(threshold),将差值或比值图像转换为简单的变化/无变化图像,或者正变化/负变化图像,以反映变化的分布和大小。阈值的选择必须根据区域研究对象及周围环境的特点来定。在不同的区域、不同的时间、不同的图像上采用的阈值会有所不同。通常,通过差值或比值图像的直方图来选择“变化”与“无变化”像元间的阈值边界,并需要多次反复试验。

3) 多时相图像主成分变化检测

对经过几何配准的不同时相遥感图像进行主成分分析(PCA),生成新的互不相关的多时相主成分分量的合成图像,并直接对各主成分波段信息进行对比,检测变化。主成分是由一个方差-协方差矩阵计算得到,通常需要将协方差矩阵标准化,即除以一个适当的标准偏差,以消除不同变量尺度差异产生的影响,提高图像的信噪比。

主成分变化检测方法虽然简便,但只能反映变化的分布和大小,难以表示由某种类型向另种类型变化的特征。

4) 分类后对比检测

对经过几何配准的两个(或多个)不同时相遥感图像分别作分类处理后,获得两个(或多个)分类图像,并逐个像元进行比较,生成变化图像。根据变化检测矩阵确定各变化像元的变化类型。此方法的优点在于除了确定变化的空间范围外,还可提供关于变化性质的信息,如由何类型向何类型变化等;其缺点在于一方面必须进行两次图像分类,另一方面变化分析的精度依赖于图像分类的精度。图像分类的可靠性严重影响着变化检测的准确性。

2. 光谱变化向量分析方法 (CVA——change vector analysis)

对两个不同时间的遥感图像, 进行图像的光谱量测, 每个像元可以生成一个具有变化方向和变化强度(大小)两个特征的变化向量。变化强度(CM_{pixel})通过确定 n 维空间中两个数据点之间的距离(欧氏距离)求得(图 7.18)。

$$CM_{\text{pixel}} = \sum_{k=1}^n [BV_{ijk(\text{date}2)} - BV_{ijk(\text{date}1)}]^2 \quad (7.14)$$

式中: $BV_{ijk(\text{date}1)}$ 和 $BV_{ijk(\text{date}2)}$ 是像元 (i, j) 分别对于日期 1 和日期 2, 在波段 k 的光谱值, $k=1, 2, \dots, n$, n 为选用的波段数。

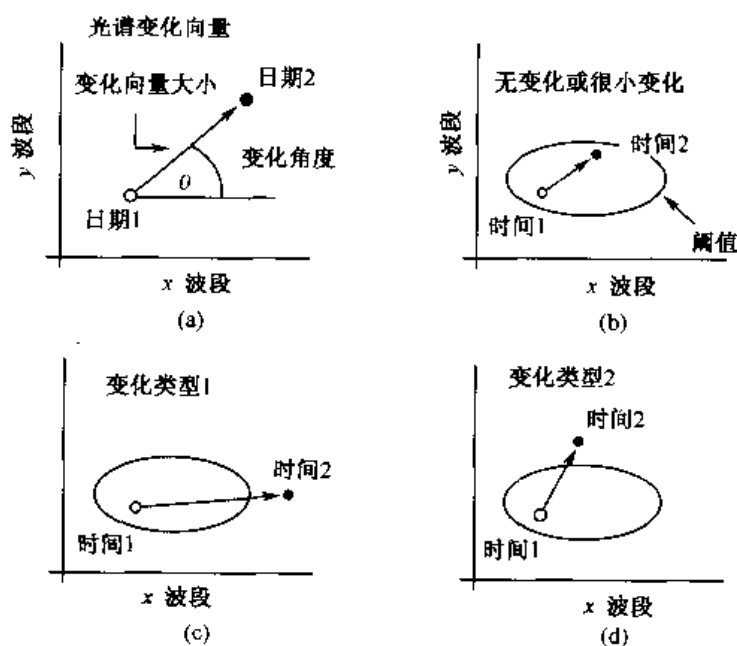


图 7.18 光谱变化向量的大小(强度)与方向^[26]

对于每个像元来说, 其变化方向反映了该点在每个波段的变化是正向还是负向, 可根据变化向量的方向和角度(θ)来确定。每个像元的变化方向可归为 2^n 种模式。在选用的各波段分别计算得到 BV 变化值 ($BV_{ijk(\text{date}2)} - BV_{ijk(\text{date}1)}$) 及其变化模式。图 7.19 表示当选用 3 个波段、两个时相的图像进行变化检测时设定的 $2^3=8$ 种变化模式(方向码)。

假定对于像元 (i, j) , 其在波段 1, 日期 2 图像上的光谱值为 45, 在日期 1 图像上的光谱值为 38, 光谱变化值为 $45 - 38 = 7$; 其在波段 2, 日期 2 图像上的光谱值为 20, 在日期 1 图像上的光谱值为 10, 光谱变化值为 $20 - 10 = 10$; 其在波段 3, 日期 2 图像上的光谱值为 25, 在日期 1 图像上的光谱值为 30, 光谱变化值为 $25 - 30 = -5$ 。其变化模式为“+, +, -”, 可

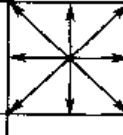
--- 1	-- + 2	- + - 3
- + + 4		+ -- 5
+ - + 6	+ + - 7	+ + + 8

图 7.19 某个像元可能的变化模式(方向)^[26]

列入第七类方向码。同时计算出其变化强度为 $7^2 + 10^2 + 5^2 = 174$ 。

变化向量分析的结果可输出两幅几何上配准的图像：变化强度图像和变化方向码图像，以提取区域变化信息。在实际应用中，可根据区域具体情况对变化强度设定一个阈值。若像元的变化强度在此阈值范围内，可以认为该点未发生类型的变化，若超出此阈值范围，则可判断该点已经发生了类型变化（见图 7.18）。将变化向量信息与其他图像特征结合起来可进一步分析区域内有关专题类型变化的规律。

3. 时间序列分析

这里所说的时间序列分析，强调的是通过对一个区域进行一定时间段内的连续遥感观测，提取图像有关特征，并分析其变化过程与发展规律。当然首先需要根据检测对象的时相变化特点来确定遥感监测的周期，从而选择合适的遥感数据。为了实现时间序列分析，就要求遥感监测数据有一定的时间积累。如进行区域生态环境变化、土地退化或沙漠化的监测就需要有若干年甚至数十年的遥感数据，才能得出有价值的连续变化结果。

1) 变化特征的确定

由于遥感时间序列分析是通过相关图像特征的变化检测来分析地面环境变化的过程与趋势，因此图像特征的选择是重要的，它应当是比较灵敏地反映地面变化的环境指数。NOAA/AVHRR 上的红波段（ $0.58 \sim 0.68 \mu\text{m}$ ）和近红外波段（ $0.72 \sim 1.1 \mu\text{m}$ ）适合于探测植被。健康植物叶绿素对红光强吸收，叶子细胞壁结构对近红外光强反射。强光合作用导致红波段的低反射和近红外波段的高反射。所以电磁波谱的红光和近红外区是植物遥感中使用的主要波段。两波段比值或差值的组合更增强了对光合作用的敏感度。近年来发展了各种各样的植被指数。其中 $\text{NDVI} = (\text{NIR} - \text{RED}) / (\text{NIR} + \text{RED})$ ，是最常用的指数。归一化处理后的 NDVI 值介于 $(-1, +1)$ 之间，典型情况下的 NDVI 值：水 < 0 ；裸土 $0 \sim 0.1$ 之间；植被 > 0.1 。对于一个特定像元而言，NDVI 在一定程度上反映了像元所对应区域的土地覆盖类型的综合情况。因此，在生态环境变化研究中常常采用 NDVI 或相关的其他环境指数作为时间序列分析的图像特征。区域 NDVI 值随时间周期性的升高和降低是植被生长周期的典型体现。分析区域植被变化的一个有效方法就是观察像元 NDVI 曲线的时序变化：植被生长，NDVI 增加；植被死亡，NDVI 降低。但 NDVI 并不总是有效的。例如，E. Weiss 等在评估沙特阿拉伯部分牧场土地沙漠化状况中发现，由于地处干旱地区，区域内植被覆盖稀疏，植被的季节变化并不明显，利用 NDVI 难以确定植被覆盖逐渐衰退的趋势。为此利用每月或年植被指数（NDVI）的变化系数（COV——coefficient of variation）作为植物生物量监测的变化特征^[27]。COV 被定义为某一像元 NDVI 值的标准差（ σ ）和均值（ μ ）之比，即 $\text{COV} = \sigma / \mu$ ，COV 是一个无量纲数值，适合于不同时间段数据的对比。

2) 变化分析

分析样本通常是时间序列数据。可以对每个像元的变化特征值绘制时间序列变化曲线，并分析其变化过程与趋势。在上面例子中，COV 表示像元的 NDVI 随时间的变化，

可用于测量植被动态变化,估计植被变化范围,如年际变化特点。

根据单个像元不同时间段的 NDVI 值可以组合生成一幅 COV 图像,表示数据所在时间段内 NDVI 值的变化。COV 的变化可用与识别植被生长周期的变化,如干旱、半干旱区 NDVI 的变化系数 COV 的下降,或反映该区雨量的减少或反映该区生物生产力的降低。

在此基础上可以进一步进行定量化变化检测,如对每个像元的 COV 作一个线性回归,以反映变化趋势。如果 COV 值随时间减少,可能是与植被生长有关的 NDVI 降低,即表明该像元代表的地区正在沙漠化;如果回归线的斜率增加,可以认为与植被生长有关的 NDVI 增大,可能是由于降雨量的增加或者农业灌溉发展造成植被密度变大的结果。在上面例子中,研究结果表明,某些地区正 COV 斜率的出现是由于不再放牧,植被重新生长;斜率为 0 或负值的区域,通常是由于植被覆盖减少,有些地区呈现严重土地退化。

参 考 文 献

- [1] 陈述彭、赵英时,1992,遥感地学分析(修订本),台湾文化大学出版部。
- [2] Wong K. W., et al., 1981, 用遥感数据自动识别土壤,遥感技术在土壤和水资源研究中的应用,科学出版社。
- [3] 周志强,1983,鄂北变质岩系地区线性影像特征与地质、物化探特征的点群分析,冶金遥感地质, N4。
- [4] 马建伟等,1996,秦岭金矿区植物景观异常影像特征及其影响植物反射光谱变异原因初步分析,国土资源遥感, 4: 23。
- [5] 郑威,1987,资源遥感的信息特征,遥感信息, N3。
- [6] 徐瑞松,1992,粤西—海南金矿遥感生地化效应的研究——以广东河台金矿为例,地质学报, 66 (2): 170-181。
- [7] 徐火盛等,1992,广东鼎湖铅矿区地植被遥感探矿应用研究,中国遥感进展,万国学术出版社。
- [8] 丁暄,1992,遥感技术在油气资源探测应用中的关键问题,遥感技术与应用, 7 (4): 59-64。
- [9] 朱振海等,1990,油气遥感探测试验研究,遥感信息, 2: 6-7。
- [10] 高来之、杨柏林,1991,应用于油气资源遥感的近红外石油物质光谱特征研究,国土资源遥感, 4: 9-12。
- [11] 吴传璧、周书欣译,1987,油气化探的理论与方法,地质出版社。
- [12] 靳秀良,1999,陕北油田烃类微渗漏遥感化探特征,国土资源遥感, 4: 23-25。
- [13] 王福印,1993,油气微渗漏遥感影像异常形成的化学机理,国土资源遥感, 1: 59-62。
- [14] 陈传霖,1981,内蒙白音都兰凹陷植物反射光谱和油气藏的关系,遥感文选,科学出版社。
- [15] Swain P. H. & S. M. Davis, 1978, Remote Sensing: The Quantitative Approach, McGraw-hill International Book Company。
- [16] Hansen M., Dubayah, R. & Defries R., 1996, Classification trees: an alternative to traditional land cover classifiers. *Int. J. Remote Sens.*, 17 (5): 1075-1081。
- [17] Ernst C. L. & R. M. Hoffer, 1979, Using Landsat Mss Data with soil information to identify Wetland Habitats, *Satellite Hydrology*。
- [18] Hoffer R. M. & Staff, 1975, Computer-Aided Analysis of SkyLAB Multispectral scanner Data in Mountainous Terrain for Land use, Forestry, Water Resource, and Geologic Applications, LARS Information Note 121275。
- [19] Coggeshall M. E. & R. M. Hoffer, 1973, Basic Forest Cover Mapping Using Digitized Remote sensor Data and ADP Techniques, LARS Information Note 030573。
- [20] 陈铭臻等,1992,地域因子在 TM 图像专题信息提取中的应用,中国遥感进展,万国学术出版社。
- [21] 张渊智,1993,基于知识的土地覆盖分层分类及 GIS 辅助制图研究。
- [22] Moller-Jensen L., 1990, Knowledge-Based Classification of an Urban Area Using Texture and Context Information

in Landsat-TM Imagery, *Photo. Engin. & R. S.*, 56 (6): 899 - 904.

- [23] Zhou Y., Sunil Narumalan, et al., 1994, Improving Remote Sensing-Derived Land Use/Land Cover Classification with the aid of Spatial Information.
- [24] 王绍庆, 1979, 遥感信息在编制植被图的应用.
- [25] Nicholas M. Short, et al., 2000, The Remote Sensing Tutorial, CD-ROM.
- [26] Jensen John R., 1996, Introductory Digital Image Processing: A Remote Sensing Perspective (2nd Ed), Published by Prentice-Hall, Englewood Cliffs, N. J., 257 - 279.
- [27] Weiss E., S. E. Marsh & E. S. Pfirman, 2001, Application of NOAA-AVHRR NDVI time series data to assess changes in Saudi Arabia's rangelands, *Int. J. Remote Sensing*, 22 (6): 1005 - 1027.
- [28] Friedl M. A., C. E. Brodley, 1997, Decision Tree Classification of Land Cover from Remotely sensed Data, *Remote Sensing Environ.*, 61: 399 - 409.
- [29] Savafian S. R. & D. Landgrebe, 1991, A survey of Decision Tree Classifier Methodology, *IEEE Trans. Syst., Man, Cybern.*, 21: 660 - 674.
- [30] Wharton S. W., 1987, A spectral-knowledge-based approach for urban land cover discrimination, *IEEE Trans. Geosci Remote Sens.*, GE-25 (5): 272 - 282.
- [31] Swain P. H. & H. Hauska, 1977, The Decision Tree classifier: Design and Potential, *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, GE-15: 142 - 147.
- [32] Friedl M. A., C. E. Brodley et al., 1999, Maximizing Land Cover Classification Accuracies Produced by Decision Trees at Continental to Global scales, *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, 37 (2): 969 - 977.
- [33] DeFries R. S. et al., 1998, Global Land Cover Classification at 8km spatial resolution: The use of training data derived from Landsat imagery in decision tree classifiers, *Int. J. Remote Sens.*, 19 (6): 3141 - 3168.
- [34] 赵焕巨等, 1986, 层次分析法——一种简易的新决策方法, 科学出版社.
- [35] Johnson R. D. & E. S. Kasischke, 1998, Change vector analysis: a technique for the multispectral monitoring of land cover and condition, *Int. J. Remote Sensing*, 19 (3): 411 - 426.
- [36] Mas J. F., 1999, Monitoring land-cover changes: a comparison of change detection techniques, *Int. J. Remote Sensing*, 20 (1): 139 - 152.
- [37] Conghe S., C. E. Woodcock, Karen C. S., M. P. Lenney & S. A. Macomber, 2001, Classification and Change Detection Using Landsat TM Data-When and How to Correct Atmospheric Effects, *Remote Sens. Environ.*, 75 (2): 230 - 244.
- [38] Star J. F., J. E. Estes & K. C. McGwire, 1997, Integration of Geographic Information System and Remote Sensing, (ed), Cambridge, University Press. 224.
- [39] Macleod R. D. & R. G. Cogalton, 1998, A Quantitative Comparison of Change-Detection Algorithms for Monitoring Eelgrass from Remotely Sensed Data, *Photo. Engin. and Remote Sens.*, 64 (3): 207 - 216.
- [40] Ridd, M. K. & J. Liu., 1998, A Comparison of Four Algorithms for Change Detection in an Urban Environment, *Remote Sens. Environ.*, 63: 95 - 100.

第 8 章 图像数据融合

§ 8.1 概 况

随着遥感技术的发展,越来越多的不同类型传感器被用于对地观测。这些多传感器、多时相、多分辨率、多频段的遥感图像数据,各自显示了自身的优势和局限。为了更充分地利用和开发这些数据资源,数字图像融合技术便应运而生。它作为遥感图像分析的一种有效工具,成为遥感研究的前沿,并得以迅速地发展。

8.1.1 概 念

遥感是以不同空间、时间、波谱、辐射分辨率提供电磁波谱不同谱段的数据。由于成像原理不同和技术条件的限制,任何一个单一传感器的遥感数据都不能全面反映目标对象的特征,也就是都有一定的应用范围和局限性。各类非遥感数据(包括地学常规手段获得的信息)也有它自身的特点和局限性。倘若将多种不同特征的数据(包括各种遥感及非遥感的)结合起来,相互取长补短,便可以发挥各自的优势、弥补各自不足,有可能更全面地反映地面目标,提供更强的信息解译能力和更可靠的分析结果。这样不仅扩大了各数据的应用范围,而且提高了分析精度,应用效果和实用价值。

早期的“信息复合”着重于同一区域内各遥感信息之间或遥感与非遥感信息之间的匹配复合,包括空间配准和内容复合,以便在统一的地理坐标系统下构成一组新的空间信息或合成一幅新的图像。最初是对同一传感器多波段、多时相数据的复合,以提高遥感解译能力和进行动态分析;后来发展为对不同类型遥感数据的复合,如 Landsat/MSS 与 SIR-A、SAR 等,以扩大应用范围,提高分析精度;考虑到遥感自身的局限性发展了遥感与非遥感数据的复合,如与专题地图信息,与数字地形模型,与气象、水文、地球物理、地球化学信息等,进行综合分析以获得更好的应用效果。但是总的看来,前期的图像融合(信息复合)主要还是不同数据间的简单合并、叠合,多停留在视觉效果改善,来提高图像处理、分析的效果。随着遥感应用的深入和图像处理技术的发展,图像融合的概念和技术也有了新的发展。

图像融合是一个对多传感器的图像数据和其他信息的处理过程。它着重于把那些在空间或时间上冗余或互补的多源数据,按一定的规则(或算法)进行运算处理,获得比任何单一数据更精确、更丰富的信息,生成一幅具有新的空间、波谱、时间特征的合成图像。它不仅仅是数据间的简单复合,而强调信息的优化,以突出有用的专题信息,消除或抑制无关的信息,改善目标识别的图像环境,从而增加解译的可靠性,减少模糊性(即多义性、不完全性、不确定性和误差)、改善分类、扩大应用范围和效果。

图像融合可在 3 个不同的层次上进行,一是像元(pixel),二是特征(feature),三

是决策层 (decision level), 如图 8.1 所示^[1]。

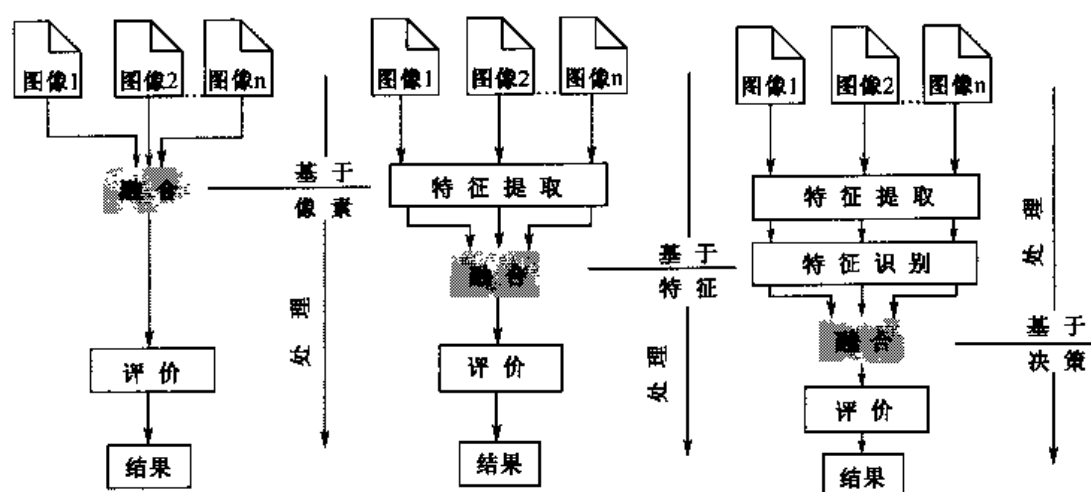


图 8.1 图像数据融合^[1]

1. 基本像元的图像融合

是指对测量的物理参数的合并, 即直接在采集的原始数据层上进行融合。它强调不同图像信息在像元基础上的综合, 强调必须进行基本的地理编码, 即对栅格数据进行相互间的几何配准, 在各像元一一对应的前提下进行图像像元级的合并处理, 以改善图像处理的效果, 使图像分割、特征提取等工作在更准确的基础上进行, 并可能获得更好的图像视觉效果。

这就是说, 基于像元的图像融合必须解决以几何纠正为基础的空间匹配问题, 包括像元坐标变换、像元重采样、投影变换等。用同一映射方法对待不同类型影像, 显然会有误差; 而按一定规则对图像像元重新赋值的重采样过程, 也会造成采样点地物光谱特征的人为变化, 导致后续图像应用分析的误差, 甚至错误。此外, 几何纠正需要已知遥感器的观察参数 (轨道参数、姿态参数等)。若考虑高度变化还需用数字高程模型 (DEM), 这对合成孔径成像雷达 SAR 数据处理尤为重要。而且它是对每个像元进行运算涉及到的数据处理量大。再说, 由于对多种遥感器原始数据所包含的特征难以进行一致性检验, 基于像元的图像融合往往具有一定的盲目性^[2]。尽管基于像元的图像融合有它一定的局限性, 但由于它是基于最原始的图像数据, 能更多地保留图像原有的真实感, 提供其他融合层次所不能提供的细微信息, 因而被广泛应用。

2. 基于特征的图像融合

是指运用不同算法, 首先对各种数据源进行目标识别的特征提取如边缘提取、分类等, 也就是先从初始图像中提取特征信息——空间结构信息如范围、形状、邻域、纹理等; 然后对这些特征信息进行综合分析融合处理。这些多种来源的相似目标或区域, 它们空间上一一对应, 但并非一个个像元对应, 并被相互指派, 然后运用统计方法或神

神经网络 (ANN)、模糊积分等方法进行融合, 以进一步评价。

基于特征的图像融合, 强调“特征”(结构信息)之间的对应, 并不突出像元的对应, 在处理上避免了像元重采样等方面的人为误差。由于它强调对“特征”进行关联处理, 把“特征”分类成有意义的组合, 因而它对特征属性的判断具有更高的可信度和准确性, 围绕辅助决策的针对性更强, 结果的应用更有效, 且数据处理量大大减少, 有利于实时处理。但因为它不是基于原始图像数据而是特征, 则在特征提取过程中不可避免地会出现信息的部分丢失, 并难以提供细微信息。如 TM 和 SAR 图像特征层融合中, 运用小波理论、分形分维、马尔可夫 (Markov) 随机场模型、BP 神经网络模型等非线性理论方法, 提取或增强空间特征后进行融合, 建立面向特征的影像融合模型, 使融合后的影像既保留原高分辨率遥感影像的结构信息, 又融合多光谱影像丰富的光谱信息, 图像识别环境得以改善, 遥感分类精度得以提高^[3~8]。

3. 基于决策层的图像融合

是指在图像理解和图像识别基础上的融合。也就是, 经“特征提取”和“特征识别”过程后的融合。它是一种高层次的融合, 往往直接面向应用, 为决策支持服务。此种融合先经图像数据的特征提取以及一些辅助信息的参与, 再对其有价值的复合数据运用判别准则、决策规则加以判断、识别、分类, 然后在一个更为抽象的层次上, 将这些有价值的信息进行融合, 获得综合的决策结果, 以提高识别和解译能力, 更好地理解研究目标, 更有效地反映地学过程。常用的方法有: 用马尔可夫随机场 (MRF——markov random field) 模型方法加入多源决策分类^[9~11]、贝叶斯法则的分类理论与方法^[12]、模糊集理论、专家系统方法等。

融合可以在单层次上进行, 也可以在多层次上进行, 但往往是从低层→高层, 逐步抽象的数据处理过程。本章节主要介绍基于像元的图像数据融合。

除了用“融合”(fusion)一词外, 人们还常用“复合/整合”(integration)、“合成”(composition)、“结合”(combination)、合并 (merging)、叠合 (overlay) 等, 严格说它们是有差异的。若强调“数据融合”则不仅是针对遥感图像数据, 还可针对各类辅助数据如地形图、GPS 坐标、地球物理信息等, 它着重用不同特征的多源数据, 以增加这些数据所包含的信息质量。当然, 一切有地理空间的数据都可以图像化为数字图像 (这将在下而论述)。“数据整合”习惯上多用于 GIS, 强调通过编辑算法实现遥感的栅格数据与 GIS 的矢量数据间的相互转换或有机结合。至于“信息复合”或“信息融合”, 则更强调图像数据在融合前已被解译达到了“信息”或“知识”的水平。但目前的应用并不严格, 许多人更习惯用“信息融合”一词。

8.1.2 图像融合的具体目标

图像融合的具体目标在于提高图像空间分辨率 (图像锐化)、改善图像几何精度、增强特征显示能力、改善分类精度、提供变化检测能力、替代或修补图像数据的缺陷等。

1. 图像锐化

图像融合作为提高图像空间分辨率的一种手段,常被用于高低空间分辨率图像数据的融合,最典型的应用是高分辨率全色图像与低分辨率多光谱图像数据的融合。它既保留了多光谱图像的较高光谱分辨率,又保留了全色图像的高空间分辨率,以便更详细地显示图像信息,提高图像的空间分辨率和几何精度。如 SPOT 的“P+XS”产品, Landsat/TM、ETM 的“TM+P”、TM6(热红外 120m)与 TM1~5、7(可见光—红外 30m)的融合、Landsat/TM(30m)与 IRS/P(5m)的融合(见彩图 7)^[13]、NOAA/AVHRR 与 MSS(或 TM)的融合,以及合成孔径成像雷达 SAR 与多光谱数据的融合等。一般说来,它强调了图像的视觉效果,往往忽略了原图像本身频谱信息的失真。

2. 改善配准精度

对于多遥感器图像融合,其必要条件是空间配准。常规的几何纠正是借助于地面控制点(GCP)或特征控制点。但当融合的数据来源于完全不同观测方式的遥感器时,或者当多光谱影像被云层覆盖时,控制点对的位置确定是相当困难的,为了确保或改善配准精度,需要运用一些综合纠正方法。

3. 特征增强

图像融合的特征增强能力是很明显的。它往往能产生单一数据所不具备的或难以显示的特征,并增强图像的语义(semantic)能力,从而最大限度的提取特征信息。如利用微波与光学遥感系统的不同物理特征、各自的优势进行数据融合,致使各种专题特征得到增强。

4. 改善分类

利用多源的、互补的图像数据融合,来改善遥感图像的分类精度。如可见光—红外图像数据主要反映地面目标光谱特征。但大田作物往往具有相似的光谱响应,仅从多光谱数据难以区分,而利用雷达图像数据在地表粗糙度、形状、水分含量等方面的不同表现,可以从另一个侧面提高对不同作物类别的识别能力,明显提高分类精度和效果。再如山区森林资源调查中,多光谱数据与 DTM 数据的融合,以改善分类精度。

5. 多时相图像融合用于变化检测

多时相图像数据融合,包括同一遥感器的数据和多遥感器数据。由于目前几乎不可能获得完全同步的多遥感器数据,因此不同遥感器数据融合本身就包含了时间因素。多时相数据的融合,主要用于变化检测,也可以利用目标波谱特征的时间效应提高对目标的识别能力。由于被融合的数据来源不同、所处的大气条件等的差异,有必要对输入的图像进行大气纠正和辐射纠正等预处理,以便创造可相互兼容的数据集,便于对比分析。多时相图像融合进行变化检测的方法,包括图像相减、比值分析、主成分分析等等(参见上一章的有关内容)。

6. 替代或修补图像数据的缺陷

不同的遥感图像数据, 由于成像机理、所用波段、影响因素的不同均会出现不同的缺陷, 如多光谱图像数据常被云层及云的阴影遮挡, 损失部分地面目标的信息; SAR 雷达图像数据又因侧视成像和地形影响, 造成前视收缩、叠掩、阴影等严重几何变形, 这都影响到图像的可读性。为了克服这些影响, 往往需要用另一遥感器的图像数据来替代和修补这幅图像遗失或有缺陷的信息, 实现不同图像数据的融合。它包括简单或复杂的镶嵌和其他相关技术。

8.1.3 图像融合的关键技术问题

图像融合涉及到很宽的领域、多方面的内容, 如数字信号处理、计算机科学、模式识别、最优化技术、图像处理、人工智能、地学分析等, 是个很复杂的问题。随着图像融合技术的发展, 也相应的带来了一系列新问题。如庞大的数据量及数据处理的工作量等。人们不但要逐一从各种遥感器数据中提取感兴趣的信息, 还要将多组不同特征的信息进行匹配、比较和分析, 以达到研究目的。这就要求研究人员既要能从应用的角度熟悉各种遥感器对地物特性的不同反映, 又要具有相当的数据处理能力, 能够通过不同的算法从复杂的数据中提取出所需的信息。这种要求是相当高的。

图像融合的关键技术问题主要包括: 数据配准、融合模型的建立与优化, 以及融合方法的选择。

1. 数据配准 (包括空间配准与数据关联)

- 空间配准。各类不同来源的遥感图像数据, 因轨道、平台、观察角度、成像机理等的不同, 其几何特征相差很大。在图像数据融合前, 必须首先进行空间配准, 即解决各类遥感图像的几何畸变, 实现以几何纠正为基础的空间配准, 以达到同一区域不同图像数据地理坐标的统一。它涉及到几何纠正模型、重采样方法、投影变换、变形误差分析等问题。这部分内容在第 6 章已有论述, 这里不再赘述。

- 数据关联。指各类数据变换成统一的数据表达形式 (即相同数据结构), 以保证融合数据的一致性, 从而较客观地表达同一目标、同一现象。

2. 融合模型的建立与优化

在确定融合模型时, 首先必须回答: 融合的目的是什么? 而融合数据集的选择, 则取决于应用目标。它包含 3 方面的内容。

- 充分认识研究对象的地学规律和信息特征。如地质找矿→确定与找矿有关的地质体 (地层、岩体、控矿构造、蚀变带等); 找地下水→寻找古河道、断层破碎带等赋水条件好的地段等, 以及充分认识研究对象的地学属性 (空间分布特征、波谱反射辐射特征、时相变化规律) 等。

- 充分了解每种融合数据的特性 (空间、光谱、时间、辐射分辨率等) 及适用性、局限性, 通过多源数据的相互补充, 以提供更多更好的数据源 (在第 2~5 章中已有论

述)。

- 充分考虑到不同遥感数据的相关性以及数据融合中所引起的噪声误差的增加, 确定融合模型以提取有用信息、消除无用信息, 实现融合后数据的互补与信息富集。这里涉及到最佳波段选择的理论与方法 (在第 7 章“分层分类法”中已有论述)。

3. 融合方法的选择

根据融合目的、数据源类型、特点, 选择合适的融合方法。图像数据融合的技术方法多种多样, 大致可归结为彩色相关技术和数学方法。前者包括彩色合成、彩色空间变换等; 后者包括加减乘除的算术运算、基于统计的分析方法 (如相关分析、最小方差估计、回归分析、主成分分析、滤波等), 以及小波分析等非线性方法。不同类型的图像数据间差异很大, 这种差异表现在多个方面, 如对地物表现的亮度差异、不同波段数据间的斜率差异、空间频率差异、波段相关性差异等。因而, 可以通过对不同类型、不同波段图像数据的多种形式的数学组合, 来提取有用信息、抑制噪声, 把这种有利的识别环境体现和显示给用户参见图 8.2。

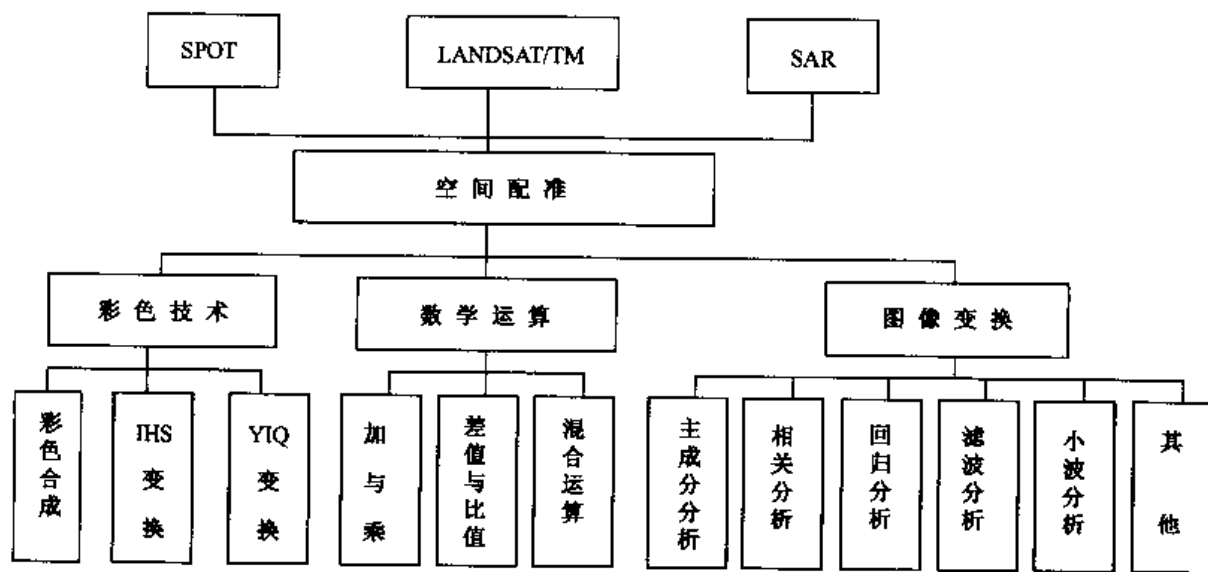


图 8.2 图像数据融合方法

§ 8.2 图像融合方法

8.2.1 彩色技术

彩色的数字表达主要有两种方式, 一是红 (R)、绿 (G)、蓝 (B) 三原色坐标系统, 即 RGB 混色系统; 二是明度 (I)、色调 (H)、饱和度 (S) 坐标系统, 即显色系统。其中明度 (intensity) 表示色彩的亮度; 色调 (hue) 表示红 (R)、黄 (Y)、绿 (G)、蓝 (B)、紫 (P) 5 种基本颜色特性; 饱和度 (saturation) 表示色彩的纯结度。

IHS 构成了颜色的 3 属性。彩色技术 (即彩色变换) 指采用不同的彩色坐标系统, 把不同传感器数据或不同性质的数据融合起来, 产生彩色合成图像。

1. RGB 彩色合成

即指定 3 个不同类型的图像 (如 3 个波段图像), 分别赋予 RGB 三原色进行彩色合成, 生成一幅彩色合成图像。它可以通过一般介质如 CRT (阴极射线管) 显示器加以显示。

彩色合成有利于对多波段图像的解译。首先根据单波段亮度值的变化调整彩色值, 确定 RGB 亮度的数据集, 并存于 LUT (Look-up Table) 彩用一览表, 再操作 LUT 和图像直方图以增强彩色合成的视觉效果。彩色合成中色彩的改变是人为的, 可以根据感兴趣目标的需要, 将 RGB 每个波段数据在 0~255 有效灰度值分布范围内调整、变换或对特征指派某种颜色 (如水赋予蓝色, 裸地赋予绿色, 植被赋予红色), 这对特征的可视性及目视解译效果均有影响。

2. IHS 变换

事实上, 通常用彩色显示器所显示的彩色是由 RGB 信号的亮度值所确定的。但因 RGB 彩色坐标系统中 R、G、B 呈非线性关系, 使调整色调的定量操作较为困难。而 IHS 彩色坐标系统对颜色属性易于识别和量化, 色彩的调整 (数学变换) 方便、灵活, 因而往往进行 RGB 系统 \rightarrow IHS 系统的彩色空间变换。所谓 IHS 彩色变换是指将标准 RGB 图像有效地分离为代表空间信息的明度 (I) 和代表波谱信息的色别 (H)、饱和度 (S)。它对应于彩色百分比参数。

其变换公式 (Sabins, 1987) 表示为

$$\begin{aligned} I &= R + G + B \\ H &= (G - B)/(I - 3B) \\ S &= (I - 3B)/I \end{aligned} \quad (8.1)$$

式中, $0 < H < 1$ 扩展到 $1 < H < 3$ 。

其数学表达式为^[14]

$$\begin{aligned} \begin{bmatrix} I \\ \nu_1 \\ \nu_2 \end{bmatrix} &= \begin{bmatrix} \frac{1}{\sqrt{3}} & \frac{1}{\sqrt{3}} & \frac{1}{\sqrt{3}} \\ \frac{1}{\sqrt{6}} & \frac{1}{\sqrt{6}} & -\frac{2}{\sqrt{6}} \\ \frac{1}{\sqrt{2}} & -\frac{1}{\sqrt{2}} & 0 \end{bmatrix} \begin{bmatrix} R \\ G \\ B \end{bmatrix} \\ H &= \tan^{-1} \left(\frac{\nu_2}{\nu_1} \right); \quad S = \sqrt{\nu_1^2 + \nu_2^2} \end{aligned} \quad (8.2)$$

式中: ν_1, ν_2 为彩色变换中的中间变量。

在图像数据融合中, 主要有两种应用 IHS 技术的方式: 一是直接法, 将 3 波段图像变换到指定的 IHS 空间。二是替代法, 首先将由 RGB 3 个波段数据组成的数据集变换到相互分离的 IHS 彩色空间中, 可用上述公式, 也可以用 3 波段数据集的平均亮度

表示 I 、用主导波长值表示 H 、用纯度表示 S 。然后, IHS 三个成分之一被另一个波段图像所替代。这第 4 个波段图像可以是综合波段或特征波段(如高空间分辨率图像), 但往往需要经过对比度拉伸的图像增强处理, 以便于获得与将要被替代图像几乎相同的方差或均值。替代的方式可以多种多样。但大多数情况下是强度(I)通道被更高分辨率的数据所替代。最后还得经过 IHS 反变换, 即替代后的 IHS 数据再返回到 RGB 图像空间生成融合图像。

IHS 技术中, 用综合的第 4 波段替代 3 通道的能力是 RGB 合成技术所不具备的。此外, RGB 彩色合成的图像常缺乏色彩的饱和度(即使事先各波段已对比度拉伸), 而采用 IHS 技术, 并对 S 图像进行对比度拉伸, 再经 IHS 反变换所得的 RGB 彩色合成图像的可解译性明显得以改善。目前, IHS 变换已成为彩色增强、特征增强、改善空间分辨率、融合分离的数据集等图像处理和分析的一种有效方法被广泛应用。

3. 照度-色度 (Luminance-Chrominance)

另一种彩色编码系统为 YIQ, 它可以从 RGB 系统不丢失信息的直接变换而来。其中 Y 指图像亮度, 是 RGB 信号的组合, 与人的视觉相适应; I 指红色减去青色(cyan); Q 指品红色(magenta)减去绿色。由于 YIQ 三成分间比 RGB 三成分间相关性减小, 因而 YIQ 变换更可能增强图像。

8.2.2 算术运算

1. “加”与“乘”

为了增加图像的对比度, 将图像相加或相乘往往是有效的, 可用下式表示:

$$\begin{aligned} DN_f &= A(W_1 \cdot DN_a + W_2 \cdot DN_b) + B \\ DN_f &= A \cdot DN_a \cdot DN_b + B \end{aligned} \quad (8.3)$$

式中: DN_f 为融合图像的数据值; DN_a , DN_b 为 a 、 b 输入图像的数据值; A 、 B 为经验常数; W_1 , W_2 为权重系数。

此法曾成功应用于 Landsat/TM 和 SPOT/pan 数据的融合, 生成高分辨率的多光谱影像。但要注意和避免图像数据相加时可能产生的亮度值“填平补齐”现象, 即部分地物的波段差异减少。

2. 差值与比值图像

差值与比值图像对变化检测是很有效的, 尤其是比值方法对微弱的信号变化有更强的增强能力。

差值图像处理往往抑制背景值而增强差值, 对目标与背景值反差小的信息提取有利, 如滩涂分带、河口水下沟等。差值图像有时会出现负值, 此时必须加一个常数, 以产生正数。另外, 由于多种因素, 如大气条件、太阳光照、遥感器校准, 地面水分条件等, 两图像配准会产生辐射差值, 因而差值图像的值并不总表示目标的变化。

比值图像是不同图像数据相除所得。由于太阳高度角、地形光照变化对影像密度值的影响, 比值运算可以消除或抑制地形坡度和坡向引起的辐射量变化、乘法性噪声的影

响等。它突出了波段间斜率不同的地物,但易混淆斜率相同的不同地物,因而常采用比值合成图像加以弥补。

3. 混合运算

在许多情况下,采用加减乘除的混合运算或各波段图像数据间的相关性加权运算,可以不同程度的消除大气影响,增强相关信息特征。此外,当对两幅不同时相图像相除的比值图像进行变化检测时,关键在于选择合适的“阈值”,即在该比值图像像元值分布范围内确定代表变化的像元值。这时数据的归一化是有益的,如:

为了空间增强,往往用高分辨率的全色图像(P)与多光谱图像(S)融合,即

$$DN_f = DN_p \cdot DN_s / DN_{sp} \quad (8.4)$$

式中: DN_f 为融合图像数据值; DN_{sp} 为 P+S 复合图像的数据值。此法既保留了辐射数据的完整性,又增加了空间分辨率。

而

$$DN_f = \frac{DN_1}{DN_1 + DN_2 + DN_3} \cdot DN_h \quad (8.5)$$

式中: $DN_{1\sim3}$ 指多波段图像数据值; DN_h 指高分辨率图像数据值。

此法又称为 Brovey 变换,它先标准化多波段数据,再乘以高分辨率数据或任一个需要的数据,以增加图像的亮度等。

8.2.3 图像变换

图像变换的方法很多,比如主成分分析(KL变换)、空间变换(滤波)、小波变换等,这些图像处理方法在第6章中已有论述。在这里仅从图像数据融合的角度加以补充说明。

1. 主成分分析(PCA)

主成分分析对图像编辑、图像数据压缩、图像增强、变化检测、多时相维数和图像融合等均是十分有效的方法(参看第6章有关内容)。在图像数据融合中,PCA常采用两种方法,一是用一幅高分辨率图像来替代多波段图像的第一主成分 PC_1 ;二是对多波段图像的所有波段进行PCA。前者是通过高分辨率的图像(A)来增加多波段图像的空间分辨率。即先将高分辨率的图像(A)拉伸到 PC_1 的方差和均值,然后将拉伸后的图像(A')替代多波段图像数据的 PC_1 。由于 PC_1 的方差最大,它包含了所有波段绝大部分信息,因此融合后的图像中既有多光谱信息又具高分辨率。

第二种方法是对多传感器图像数据或单传感器多波段数据的所有波段经PCA后,生成一幅图像文件,以减少数据的冗余度,如 PC_{123} 、TM 1~7的最佳波段选择等。

2. 相关统计分析(又称相关系数法)

即基于对被融合图像之间波谱特性的相关统计分析^[15~17]。通过对各类型图像数据间的相关性研究,建立线性方程,求解方程并修改系数,运用权重法实现基于像元的图

像加权融合, 可用下式表达:

$$I_{ij} = A(aI_i + bI_j) + B \quad (8.6)$$

式中: I_i , I_j , I_{ij} 分别为融合前后的图像像元值; A 、 B 为经验常数; a 、 b 为权重系数, 分别表示两个被融合图像在融合中的贡献大小。它可以由相关系数 r_{ij} 按一定规则确定, 也可以根据经验来判断。

以 SPOT “P+XS” 为例, 即 10m 分辨率的全色波段 (P), 与 20m 分辨率的多光谱波段 (XS) 的融合。由于 SPOT-P 与 SPOT-XS 第 1、2 波段间波谱特性存在很大的相关性, 而与 SPOT-XS 的第 3 波段相关性较小, 因此采用不同的加权组合计算新的融合图像 $g_{P_iS_1}$ 、 $g_{P_iS_2}$ 、 $g_{P_iS_3}$, 可表示为^[18]

$$\begin{aligned} g_{P_iS_1} &= A_1 \cdot (P_i \times S_1)^{1/2} + B_1 \\ g_{P_iS_2} &= A_2 \cdot (P_i \times S_2)^{1/2} + B_2 \\ g_{P_iS_3} &= A_3 \cdot (0.25P_i + 0.75S_3) + B_3 \end{aligned} \quad (8.7)$$

式中: $i=1, 2, 3, 4$; A 、 B 为常数。以上为经验公式。

也可根据 P/XS 的相关性 (相关系数) 来确定它们的权, 其算法表示为:

(1) 将全色波段图像 (P) 平滑

$$P = \frac{1}{4} \sum_{i=1}^4 P_i$$

(2) 计算相关系数 (对 $m \times n$ 图像)

$$r_{P_iS_j} = \frac{\frac{1}{mn} \sum_{K=1}^m \sum_{L=1}^n (P_{KL} - \bar{P})(S_{KL_j} - \bar{S}_j)}{\sqrt{\frac{1}{mn} \sum_{K=1}^m \sum_{L=1}^n (P_{KL} - \bar{P})^2 \frac{1}{mn} \sum_{K=1}^m \sum_{L=1}^n (S_{KL_j} - \bar{S}_j)^2}} = \frac{\sigma_{PS_j}}{\sigma_P \sigma_{S_j}} \quad (8.8)$$

式中: $j=1, 2, 3$ 。

(3) 用全色波段图像与多光谱图像复合

$$g_{P_iS_j} = (1 + |r_{PS_j}|)0.5 \times P_i + (1 - |r_{PS_j}|)0.5 \times S_j \quad (8.9)$$

当然也可将 SPOT-XS 重采样到 10m \times 10m, 考虑到 SPOT-P (0.51~0.73 μ m) 与 SPOT1、2 波段 (0.50~0.59, 0.61~0.68 μ m) 特征密切相关, 则可直接替代 SPOT1、2, 而不改变其辐射特征。

SPOT “P+XS” 融合图像, 既提高了原 SPOT-XS 的空间分辨率 (20m \rightarrow 10m) 及纹理特性, 图像细节增强, 又保留了多光谱信息。该融合图像被广泛应用于城市遥感, 以改善城市分类。

3. 空间滤波分析

多用于不同空间分辨率的图像数据融合, 可分为高通与低通滤波。

“高通滤波”把空间信息加到波谱信息中, 是又一种提高多波段数据空间分辨率的方法。即对高空间分辨率图像 (如 SPOT-P) 用一个高的小的高通滤波器处理, 以生成与空间特征信息相关的高频 (成分) 数据, 这种数据按像元对像元地被加到低分辨率波段 (如 TM 数据) 中。这种融合图像既有高分辨率数据的空间信息, 又有低分辨率数据的

高光谱分辨率信息,但此种从高分辨率波段到低分辨率数据的滤波,虽增强了空间细节,却往往限制了重要的结构信息,且波谱特征被扭曲。彩图3为我国新疆吐鲁番地区中巴资源一号卫星(CBERS-1)的多光谱数据(空间分辨率20m)与SPOT全色数据(空间分辨率10m),经高通滤波融合的结果(由中国科学院遥感应用研究所提供)。

对不同空间分辨率图像进行融合前的空间配准时,往往对高分辨率的图像经适当“低通滤波”,平滑掉原图像的细节,使之粗化,再与低分辨率的图像融合(参见后面的实例)。

4. 回归变量代换(RVS—regression variable substitution)

即在图像融合中,通过多元回归分析,派生出一个变量——多变量数据的线性函数,它与非变量数据具有最大相关。也就是确定一幅图像的线性组合(替换向量)。这个线性组合可以被另一幅图像通道替换。为了提高融合效果,替换向量应考虑原多变量数据中有意义的方差量或信息量。

此法应用于增强空间数据或变化检测。假设时间1获得的像元是时间2获得的数据集的线性函数,用最小二乘法得到预测值,差值图像是时间1的回归像元值。

5. 小波变换

Genderen & Pohl (1994)指出依据像元并通过映射变换的融合方法的局限性在于^[19]:①不同类型影像之间兼容性差;②处理数据量剧增;③获取同一地区影像的时间不同。由于同一目标在不同遥感器影像数据之间呈非线性关系,显然仅用线性关系来融合不同类型图像数据是不充分的,需要引入非线性理论和模型。

小波变换具有变焦性、信息保持性和小波基选择的灵活性等优点。经小波变换可将图像分解为一些具有不同空间分辨率、频率特性和方向特性的子信号(图像)。它的分频特征,相当于高、低双频滤波器,能够将一信号分解为低频信息(图像)和高频细节/纹理信息(图像),同时又不失原信号所包含的信息。因而可以用于以非线性的对数映射方式融合不同类型的图像数据,使融合后的图像既保留原高分辨率遥感影像的结构信息,又融合多光谱影像丰富的光谱信息,提高影像的解译能力、分类精度。在图像数据融合中,选择不同长度的小波基和算法会影响到图像高、低频部分构成比例的不同,将对融合图像的质量有所影响^[20]。小波变换能实现对数据的无损压缩和图像的完全重构,即由小波变换分解的各频带信号,可经过小波反变换重构“原”图像。

这里,以TM与SPOT-P数据融合为例加以说明^[12]。

试验选用TM(1987年3月27日)和SPOT-P(1996年8月25日)数据。融合前,首先进行两图像的几何配准。为了保证精度,需注意两点:一是控制点对的选取应在两图像的相应波段进行,相似的频谱(灰阶)便于准确定位;二是应以高分辨率的SPOT-P为基础,对TM重采样到10m,以保证空间配准精度在1个像元以内。

采用离散正交小波变换模型进行两图像的数据融合,基本步骤如下:

(1)对配准后的TM和SPOT-P图像分别进行小波正变换,获得各自的低频图像和细节/纹理图像;

(2)用TM的低频图像替代SPOT-P的低频图像;

(3) 用替换后的 TM 低频图像与 SPOT-P 的细节图像进行小波逆变换得融合结果图像。

经高通和低通滤波器变换及替代处理后, 会引起 TM 原有信息的部分丢失, 此外, 因两图像成像时间差异大, 像元灰度值明显不同, 会引起 TM 光谱信息的变化, 甚至出现噪声。为了减少或避免这方面误差, 常需要先进行比值处理或直方图配准。

§ 8.3 融合效果评价

多传感器图像融合, 因涉及到不同数据源, 其数据获取方式, 图像融合方法十分不同, 因而对融合结果的评价也是复杂的。

目前, 一般通过多种统计分析方法来评判融合图像的质量, 如用“熵与联合熵”来评定其信息量的大小; 用“梯度和平均梯度”来评定融合图像的清晰度; 计算图像偏移、逼真度、影像的方差和相关等作为图像质量的数学评判标准等。

8.3.1 基于信息量的评价

图像融合的目的之一, 是要增加信息量, 因而需要对融合后的图像进行信息量大小的评定。熵是衡量信息丰富程度的一个重要指标, 一般可选用对融合前后图像求熵和联合熵的方法, 来求算信息量的大小。熵越大, 图像所含的信息越丰富, 图像质量越好。

根据仙农 (Shannon) 信息论的原理, 一幅 8bit 表示的图像 x 的熵为

$$H(x) = - \sum_{i=0}^{255} P_i \log_2 P_i \quad (8.10)$$

式中: x 为输入的图像变量; P_i 为图像像元灰度值为 i 的概率。

同理 2~4 个波段图像的联合熵为

$$H(x_1, x_2, \dots, x_4) = - \sum_{i_1, i_2, \dots, i_4=0}^{255} P_{i_1, i_2, \dots, i_4} \log_2 P_{i_1, i_2, \dots, i_4} \quad (8.11)$$

式中: P_{i_1, i_2, \dots, i_4} 为图像 x_1 像元灰度为 i_1 、图像 x_2 像元灰度为 i_2 、图像 x_3 像元灰度为 i_3 、图像 x_4 像元灰度为 i_4 的联合概率。

此外, 也可用由美国查维茨 Chavez 等 (1984) 提出的最佳指数 (OIF) 的概念。其数学表达式为

$$\text{OIF} = \sum_{i=1}^3 \sigma_i / \sum_{j=1}^3 |R_{ij}| \quad (8.12)$$

式中: σ_i 为第 i 波段的标准差; R_{ij} 为 i, j 波段的相关系数。它是在数据统计分析的基础上, 选择标准差大、相关性小的数据。因为标准差越大, 所包含的信息量越大, 而波段间相关系数越小, 表明图像数据的独立性越强、信息的冗余度越小。因此, OIF 越大, 则该组合波段的信息量越大^[3,5,21]。

8.3.2 基于清晰度的评价

影像的清晰度可采用梯度和平均梯度来衡量。影像清晰度是指影像的边界或影线两

侧附近灰度有明显差异,即灰度变化率大,这种变化率的大小可用梯度来表示。它反映图像微小细节反差变化的速率,即图像多维方向上密度变化的速率,表征图像的相对清晰程度。可定义为^[3,10]

$$\bar{g} = \frac{1}{(M-1)(N-2)} \sum_{i=1}^{M-1} \sum_{j=1}^{N-1} \sqrt{\frac{(D(i,j) - D(i+1,j))^2 + (D(i,j) - D(i,j+1))^2}{2}} \quad (8.13)$$

式中: $D(i, j)$ 为遥感图像的第 i 行、 j 列的灰度值; M 、 N 分别为遥感图像的总行、列数。一般说来, g 越大, 图像越清晰。

8.3.3 基于逼真度的评价

逼真度指被评价图像与标准图像的偏离程度。这里指图像的改善程度。计算值越大, 表示图像改善越大, 融合效果好。这与逼真的原始含义(即与标准图像越接近越好)刚好相反。对于离散图像定义为归一化均方根误差值, 即

$$S = \frac{\sum_{j=1}^m \sum_{k=1}^n |C[f(j,k)] - C[f(j,k)]|^2}{\sum_{j=1}^m \sum_{k=1}^n |C[f(j,k)]|^2} \quad (8.14)$$

式中: $C[\dots]$ 为对图像中离散点的运算符, 这里用 $K_1 \log_b [K_2 + K_3 f(j, k)]$, 其中 K_1 、 K_2 、 K_3 都是常数。

§ 8.4 应用实例

8.4.1 多波段遥感数据融合

遥感分波段记录了地物波谱的微弱差异, 显然充分利用地物在不同波段的差异, 可以更有效地识别物体。但是, 多波段数据之间往往存在较大的相关性。这种数据的冗余在多波段数据融合中必须予以考虑。此外, 人们习惯于用彩色来显示一幅图像。彩色显示是由红、绿、蓝三原色组成, 它限制了波段选取的数量, 即仅能用 3 个波段组合。为了达到满意的融合效果, 融合前必须进行最佳波段组合方案的选择。最佳波段的选择可以有多种方法。在前一节“分层分类法”中, 谈到建立最佳信息树时, 介绍了根据地物光谱特征的统计分析和可分性、平均可分性研究, 来确定最佳波段和波段组合的方法; 并可以在光谱统计分析的基础上, 通过绘制叠合光谱图, 根据各类别在各波段实际分布状态(位置、范围、离散程度、可分性大小等)的分析和对比, 较直观地选取区分各类别的最佳波段和波段组合。在“融合效果评价中”, 对于信息量的评价, 介绍了熵与联合熵、协方差矩阵行列式, 及最佳指数等方法。它们也是在最佳波段和波段组合选择中常用到的方法。目的都在于找出那些对同类像元的聚集性和异类像元的离散性都相对较好的特征波段, 以构成图像处理的最佳波段空间。

对于陆地卫星 TM 7 个波段组合而言, 每 3 个波段一组合, 可以有许多合成方案。

不同的应用目的, 研究对象不同, 所要求的组合方案也不同。以土地覆盖/土地利用为例。为了使遥感图像能提供更多的类别和更高的分类精度, 要求 3 波段合成图像信息量大、相关性小, 冗余度小、整体改善图像质量。因而需要对研究区的 TM 7 个波段的信息特征加以分析。下面以辽河平原新城区 512×512 像元范围的样区为例加以说明^[4]。

1. 各波段数据的统计特征分析

TM 7 个波段的亮度直方图直观地显示了波段内亮度的最大、最小值、大部分值的分布范围等, 为统计测量 (如均值、方差、值域、斜率、峰度等) 提供依据。

表 8.1 样区 TM 各波段数据统计资料^[4]

波段	TM1	TM2	TM3	TM4	TM5	TM7	TM6
最小值	84	32	28	16	8	4	136
最大值	132	72	94	122	194	122	170
均值	101.4	43.6	49.2	51.2	54.4	26.4	151.2
标准差	5.14	3.88	7.72	15.14	42.75	24.26	3.96

表 8.1 显示样区 TM 7 个波段数据的统计分析结果。从表中可见, TM 7 个波段中, 亮度值覆盖范围 (等级), TM 5 最宽 (达 187 级), 其次是 TM7 (达 119 级)、TM4 (达 107 级)、TM3 (达 67 级) ……TM6 最窄 (仅 35 级); 标准差也是 TM5 最大 (达 42.75), 其次是 TM7、TM4、TM3 等。标准差最大, 表明该波段内地物的亮度取值距均值的离散程度最大, 即地物间的差异可能表现最大, 信息量最丰富。

2. 各波段数据的主成分分析

主成分分析 (又称 KL 变换) 是在统计特征基础上的多维正交线性变换。它是将多波段空间中的图像数据映射到所选取的主成分空间中, 各主成分由各波段协方差矩阵的特征向量为加权系数的线性组合而成。也就是将各波段有用信息压缩到尽可能少的主成分中, 各主成分间具独立性, 信息不重复, 故又称为“去相关变换”。因而它起到信息压缩 (减少维数) 和信息分离的效果, 便于各波段信息量的计算 (参看第 7 章有关内容)。

表 8.2 样区 TM 各波段数据主成分分析结果^[4]

成分	方差 百分比	特征向量						
		TM1	TM2	TM3	TM4	TM5	TM7	TM6
第一主成分	0.946	-0.047	-0.050	-0.104	-0.253	-0.835	-0.469	-0.057
第二主成分	0.028	-0.285	-0.138	-0.388	0.790	0.033	-0.350	-0.050
第三主成分	0.020	-0.474	-0.336	-0.576	-0.507	0.250	0.049	-0.076
第四主成分	0.003	-0.223	-0.095	-0.072	0.124	-0.309	0.436	0.797

表 8.2 显示样区 TM 7 个波段数据主成分分析结果。从表中可见, 第一主成分分量 (PC_1) 的信息占 TM 7 个波段总信息量的 94.6%, 构成第一主成分的向量中, TM 5 最

高 (为 0.835), 占各波段特征向量总和的 46%。这说明第一主成分中 TM 5 贡献最大, 其次是 TM7 (25.8%)、TM4 (13.9%)、TM3 (5.7%) 等。可见, TM 7 个波段中, TM5 包含的地物信息量最丰富, 约占各波段总信息量的 43.5% ($46 \times 94.6\%$), 其余各波段信息量大小依次为 TM7 (24.4%)、TM4 (13.1%)、TM3 (5.4%)、TM1、2、6 三波段合计占总信息量的 13.6%。计算结果表明, TM 7 个波段间所包含的信息量相差很大。

3. 各波段数据的相关分析

表 8.3 显示样区 TM 7 个波段数据相关分析结果。从表中可见, TM5 与 TM7 间相关系数最高 ($r=0.985$), 其次是 TM 2 与 TM 3 ($r=0.952$)。这说明这些波段数据间彼此重叠较多。可见光三波段 (TM 1、2、3) 间相关性也较大, 而 TM 4、6 波段的数据有较大独立性, 尤其是 TM 4。

表 8.3 样区 TM 各波段数据相关分析结果^[4]

波段号	TM1	TM2	TM3	TM4	TM5	TM7	TM6
TM1	1.000						
TM2	0.899	1.000					
TM3	0.894	0.952	1.000				
TM4	0.354	0.580	0.528	1.000			
TM5	0.435	0.629	0.663	0.843	1.000		
TM7	0.503	0.676	0.726	0.786	0.985	1.000	
TM6	0.451	0.579	0.622	0.614	0.719	0.742	1.000

以上分析表明, 针对这一地区、这一时段的 TM 7 个波段数据中, TM 5 信息量最大, 其次是 TM 7、4、3, 但由于 TM 5、7 波段相关性大, 数据重叠过多, 因而该区土地资源调查中, 波段的选择以 TM5、4、3 为最佳。具体实践也证明, 采用 TM4、3、5 赋予 R、G、B 的假彩色合成方案要比“常规”的 TM2、3、4 具有更好的解译效果。

为了进一步验证以上结论的有效性和普遍意义, 又分析了北从黑龙江寒温带缓岗平原→南到广东亚热带丘陵等 9 种不同景观类型样区的 TM 图像数据, 其最佳波段组合多为 TM5、4、3, 个别地区以 TM1 代替 TM3, 或 TM7 代替 TM5。

以上是针对土地覆盖和土地利用这种多目标应用而言的。但是, 信息融合的目的是为了改善目标识别的图像环境, 则最佳波段的选择应主要取决于专题内容及信息质量, 而不能完全以信息总量的多寡为依据。比如, 对于遥感地质找矿, 其最佳波段组合中离不开 TM7; 对于识别与水有关的信息, 多离不开短波红外 TM5 或 TM7, 以及近红外 TM4, 往往还需热红外 TM6。

8.4.2 多时相遥感数据融合

多时相遥感数据的融合主要有两个目标; 一是利用光谱特征时间效应 (即地物光谱特征随时间变化的特征), 来提高专题信息的识别能力和分类精度; 二是利用地面目标

不同时序的变化信息，进行动态分析、变化检测，如资源与环境的变化、城市的扩展、湖泊的消涨、河流的迁徙等。

以多时相 TM 图像进行土地利用的计算机分类研究为例^[22]。具体步骤如下：

1. 多时相遥感图像的选择

试验区选择位于华北平原的天津城郊区，土地类型丰富。为了避免因不同年份间作物种植结构调整或耕作条件变化而使作物失去可比性或增加计算机自动识别的复杂性，根据作物的农事历表和地方物候历，选择了作物一年生长期内，光谱特征变化较为明显的春（1987 年 5 月 14 日）、夏（1987 年 7 月 8 日）两季的 TM 图像数据。由于受数据源的限制，均采用了 TM 2、3、4 波段组合。

2. 多时相 TM 图像分析

遥感图像的土地利用分类主要依据地物灰度值的差异。对于光谱特征相似的不同地类，往往单一时相的遥感图像数据难以区分，但利用地物光谱特征的时间效应，不同时相的图像数据能提供地物光谱特征间的差异，从而获得区分地类的有用信息。

表 8.4 不同地类在不同生长季节图像的色彩表现

项 别 地 类	春季(5 月 14 日)		夏季(7 月 8 日)	
	生长期及状态	图像色彩	生长期及状态	图像色彩
冬小麦	灌浆期	鲜红	已收割、翻耕	浅灰
春粮(玉米、高粱)	刚出苗	浅灰	抽穗期	鲜红
秋粮(玉米、高粱)			刚出苗	浅灰
水稻	插秧	深蓝	拔节期	鲜红
菜地	零散、不均匀	粉红	零散、不均匀	粉红
芦苇	生长旺期	鲜红	生长旺期	鲜红
休耕地		浅灰		浅灰
水体		蓝、深蓝		蓝、深蓝
居民地		蓝、蓝灰		蓝、蓝灰

表 8.4 显示不同地类在春夏两季的不同生长状态及在假彩色合成图像中的不同色彩。从表中可见，任一个单时相图像中均有几类难以区分的地类。如春季图像中，冬小麦与芦苇（鲜红）、春粮与休耕地（浅灰）、水稻与水体（深蓝）3 对不易区分的地类；夏季图像中，春粮与水稻、芦苇均为鲜红色，而原冬小麦田与休耕地同为浅灰色等也难以区分。但若将春夏两季图像对比分析，则利用它们的色彩变化，目视分析也能将它们大致加以区分。

3. TM 图像的预处理及分类系统的确定

通过选择控制点对，进行图像对图像的几何配准，配准误差不超过 1 个像元（30m），从而得到一个 6 波段（2 个时相各 3 个波段的 TM 数据）的数据集。

根据该区的土地利用特点,确定了玉米(包括高粱)、小麦、菜地、水稻、芦苇、城市、村镇、水域、裸地、树木等 11 个地类。为了避免选择训练区时同一地类直方图出现明显的多峰现象而降低分类精度,对于一些光谱特征有明显差异的同一地类分别划分了子类,如玉米地因湿度不同而深浅有别,分为玉米 1、2;水稻田因插秧前后,水背景的作用大小不一,分为水田 1、2;菜地因生长期与菜类的不同,色调有异,分为菜地 1、2,因而初分类时,共划分 14 类,待分类结束后再将子类归并。

4. 训练区的选择和光谱特征的统计分析

监督分类中训练区的选择十分重要,根据由彩红外航空像片所编制的 1:1 万的土地利用现状图与 2 个时相 TM 图像对照分析,选择各地类的训练区。作各类地物的直方图,并计算各地类的统计参数(均值与方差)。为了更直观地显示各地类灰度值分布情况,绘制了各地类在 TM 各波段的亮度均值分布图(图 8.3)和叠合光谱图。

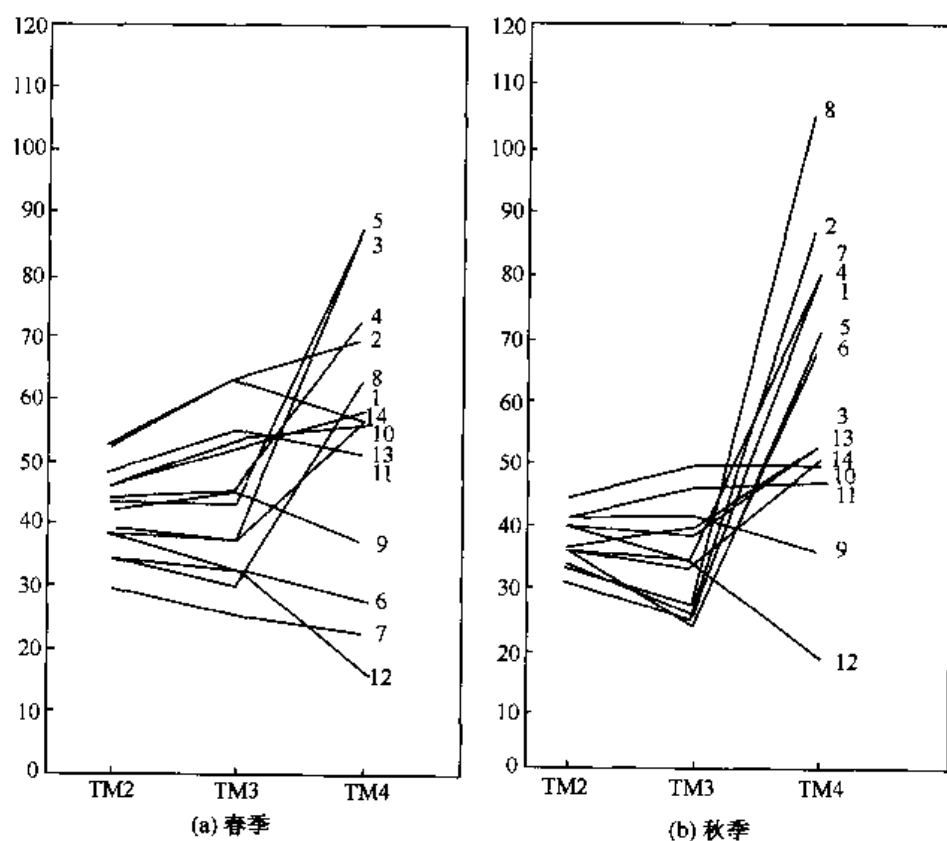


图 8.3 各地类在 TM 各波段的亮度均值分布图^[22]

从图 8.3 可见,2 个时相的 TM4 波段的均值分布范围较大。其次是春季的 TM3、TM2。而夏季图像的 TM2、3 各地类均值间分布范围小、难以区分。当然,由于各类地物灰度值的方差大小不同,这种均值分布的离散程度并不能完全表示类别间的可分离性,从叠合光谱图上可说明这一点。人们可以根据叠合光谱图上,各类别在各波段的均值、方差的实际分布及类别光谱的反向现象,仅选出可以区分各类别的波段或波段组合。

5. 最佳组合波段的选择

对于2个时相6个波段组成的数据集分类时,必须进行最佳组合波段的选择。从该区的叠合光谱图中可以直观显示出各类均值分布的离散程度。但要定量地描述,还需进行地物可分性的定量计算。离散度作为多变量的统计可分性的一种变量,可以间接指示出分类的错误概率的大小(参见第7章的有关内容)。对于多个类别,分别计算各种候选波段组合(每两个类别间)的离散度和(各类别间的)平均离散度。离散度值愈大,地物光谱差异愈大、地物间可分性愈大,波段组合愈佳。因而可以依据平均离散度的大小,依次序得到TM3(5月)、TM4(5月)、TM3(7月)波段组合“最佳”,TM3(5月)、TM3(7月)、TM4(7月)波段组合次之,或TM3(5月)、TM4(5月)、TM4(7月)波段组合较好等。但是,事实上并不存在一种最佳波段组合对所有地类的区分效果均最佳,而只能是对大多数类别的区分效果好,总还有一些地类的区分效果不满意。因而往往需要在固定那些“满意”类别的基础上,对一些未很好区分的类别,另行选择适合于它们的“最佳波段组合”进行第二次分类。当然这可能会伴生新的地类混分现象,有必要的话还可重复上述过程进行三次分类……。

6. 图像分类与精度评价

采用最大似然法进行图像监督分类,并依据大比例尺土地利用现状图进行分类精度的评价。结果表明,用2个时相TM融合图像分类比任一单时相、多波段的TM图像的土地利用分类,精度可以提高10%~20%。

在土地覆盖与土地利用多年变化小的情况下,人们可以用多时相的遥感图像数据,充分利用地物光谱特征的时间变化效应和空间结构变化特征所提供的信息,有效地提高地物识别能力和分类精度。这对植物、土壤等农业生态的监测与分类,效果尤为明显。

至于用于动态分析、变化检测方面的图像数据融合,应用十分广泛。在GIS、土地遥感等章节均有论述。

8.4.3 多类型遥感数据融合

不同类型传感器、不同平台的遥感数据融合主要目标在于利用各类遥感数据的优势,以扩大遥感应用的范围与效果。它主要有多光谱遥感数据与雷达数据的融合、高低分辨率遥感数据的融合,以及不同多光谱数据间的融合等。

1. 多光谱遥感图像数据与成像雷达数据的融合

多光谱遥感图像数据与成像雷达数据之间,由于成像机理、几何特征、波谱范围、分辨能力等均差异较大,反映的地物特征有较大不同,因而其融合更为复杂。

多光谱遥感系统分波段记录地物波谱反射、辐射特征的微弱差异,具有较高的光谱分辨率,可以提供地表物质组分等大量信息,有助于识别各种不同的地物类别,是目前遥感应用研究的最主要的信息源。但是多光谱遥感系统(即可见光-红外光学遥感系统),受大气层的干扰对天气的要求高,由于云层覆盖及云所投下的阴影的影响,只有

晴天无云情况下其数据才能被有效地利用。这使其数据的应用受到极大的限制。为了弥补这一缺陷，需要有其他遥感数据来补充。

成像雷达是不依赖日光的主动遥感系统。雷达波束可以穿透云层，不受昼夜及云层因素的影响，全天时、全天候地获取数据，这恰好弥补了光学遥感的不足。此外，成像雷达还具有高空间分辨率、侧视成像、有穿透能力等优势。雷达信息反映地物微波后向散射特征。它主要提供地表物理和几何特征信息，即反映地物的复介电常数和表面粗糙度。前者主要取决于地物本身的电学性质，受物质组成及温度影响；后者主要取决于目标的几何形态、表面结构形迹如植物覆盖层、松散沉积物（砂、砾、卵石）等。由于雷达的这些特点，它在地质构造、地形地貌、地表水分、土壤湿度、植物覆盖层差异、居民点、线性地物、海况的识别等方面均有很大的潜力。

多光谱（VIR）与雷达（SAR）不同特征信息的互补与融合，其目的在于：一是用 SAR 作为辅助信息，对多光谱图像中被云及云阴影覆盖的区域进行估计，消除影响并填补或修复信息的空缺；二是综合反映目标的光学和微波的反射特性，扩大应用范围和提高应用效果。图 8.4 为卫星光学和雷达系统基于像元的图像数据融合过程流程图。

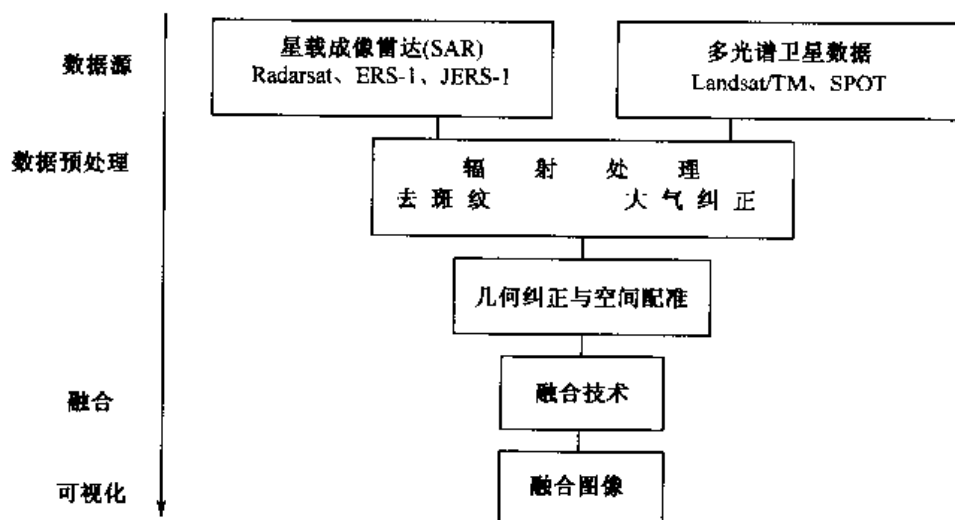


图 8.4 卫星光学和雷达系统基于像元的图像数据融合处理过程^[1]

1) 遥感数据的选择与预处理

图 8.4 中雷达数据选择了 Radarsat 或 ERS-1、JERS-1 的 SAR 图像数据；多光谱数据选择了 Landsat/TM 或 SPOT 图像数据。数据预处理主要指辐射处理、几何纠正、图像增强等。

(1) 辐射处理。由于 SAR 图像数据斑点噪声大，其辐射处理的最基本操作为去斑纹（speckle reduction）处理，一般采用滤波方法。根据不同的应用要求，去斑纹处理可以在各个不同阶段进行。如在几何纠正前去斑纹，为选择地面控制点提供更好的目标识别环境，或在几何纠正、地理编码中去斑纹以减少重采样、滤波的数据次数。此外，对于 SAR，还需考虑进行 16bit 到 8bit 的数据转换，以减少信息的丢失。

由于光学图像获取中受大气的干扰因素大,需进行大气纠正或其他辐射增强处理如边缘增强、对比度扩展、滤波、色调调整等,以改善图像的清晰度,扩大图像亮度值的动态范围。

(2) 几何纠正。由于 SAR 图像几何变形大,其几何畸变的纠正随不同的地形起伏状况而有所不同。对于平坦地区多采用多项式逼近法,依赖于地面控制点进行地形图对图像的地理编码或仅需进行图像对图像的相互配准;而对于起伏山地往往需要借助于数字高程模型 (DEM),采用几何模型校正法。

空间配准是像元水平图像融合的必要步骤,它往往导致人为误差。特别是若图像间空间分辨率差异大,按高分辨率图像的像元大小对低分辨率图像重采样时,为了避免造成数据出现块状结构,可以在图像融合前,先进行光谱滤波处理等,为了保证融合后图像的清晰度和像解力,配准误差应控制在 1 个像元以内。

2) 融合方法的选择

经预处理后的图像数据方可进行融合技术处理。融合处理的方法可以多样。有的采用算术运算法(比值变换),或将 TM3、4、5 与 SAR 直接比值合成^[23],或将 MSS 的三波段数据与 SIR 数据经归一化的比值处理产生三幅新的融合图像,融合后的图像在分类的类别和精度上均有明显提高^[24];有的采用相关系数法,计算 SAR 图像与 TM3、4、5 图像的相关系数,运用相关性加权的方法融合^[23];有的采用主成分分析法进行 TM 和 SAR 的融合^[25];有的采用 IHS 变换法,将 TM 的 RGB 三波段图像进行 IHS 变换,再用经直方图匹配生成的 SAR 图像替代明度分量(I),并同 H、S 分量进行 IHS 反变换,即可得到空间信息丰富、保留多光谱特征的 TM+SAR 的融合图像^[9,23];有的采用小波变换法,利用它的分频特征将图像作多次小波分解,再通过对融合图像数据的统计分析,确定融合值重建融合图像^[6,10,20];有的采用 BP 神经网络和马尔可夫(Markov)随机场法等^[2,6],特别是应用马尔可夫随机场理论,排除离散分布的点对显著特征的干扰,一定程度抑制了 SAR 散斑噪声的影响,改善融合图像的识别环境。

以上海市浦东新区 TM 和 SAR 图像融合为例^[6]:

选用了 1997 年 9 月 18 日的陆地卫星 TM 图像数据和 1997 年 9 月 6 日的 Radarsat SAR 标准模式 2 (S₂) 图像数据。首先将两幅图像进行配准,使得两幅图像上地物间对应关系的误差限制在一个像元范围内;然后将 16 比特的 SAR 图像通过压缩的方法转换为 8 比特的图像,将两幅图像的数据统一为相同的类型,以便于同 8 比特的 TM 图像进行比较和计算。

该研究区的 TM 图像上有几朵零星分布的云及阴影, SAR 和 TM 图像融合的目的之一,是用 SAR 作为辅助信息来消除 TM 图像上因云及阴影造成的影响和填补其信息空缺。由于在 TM 图像上云的灰度值往往远高于整幅图像中的绝大部分区域的灰度值,因而显现为灰度的剧烈变化。这种信息在小波分析中往往会被作为显著特征被检测出来。但由于这种特征的显著性有可能高于 SAR 图像上对应区域信息的显著性,从而在特征选择时被误选为有用信息加入到合成图像中。因此,需要对云及其阴影的影响作相应的特殊处理,使云及其阴影的影响在复合图像时被排除在外或受到一定程度的抑制。

需要指出的是,由于 TM 图像中被云层遮盖的地物是未知的,而相同的地物在 TM

和 SAR 的反映是各不相同的, 两者间并不具备严格的一一对应关系, 仅依靠 SAR 图像上的信息和 TM 图像上未被云遮盖的区域作为辅助, 是难以完全如实地将该区域未知地物恢复出来。但是, 根据同一类地物在不同波段的遥感器图像上往往具有其特定的明暗分布规律这一事实, 利用 SAR 图像上对应区域的信息以及 TM 图像上该区域邻近部分的信息建立两图像间近似的对应关系, 即找出两图像上明暗分布的大致规律, 便可利用这一大致规律, 反推或估计出 TM 图像上云层覆盖区下可能表现出的特征, 为进一步的数据融合奠定基础。具体做法是:

首先, 对云覆盖区及其邻近区域进行最小距离法的非监督分类。其次根据先验知识 (事先对该区的调查), 在 TM 图像上找出与云覆盖区 (A_T) 有相邻关系并具有类似地物分布的区域 (B_T)。同时在配准好的 SAR 图像上找出与 A_T 、 B_T 相对应的区域 A_S 、 B_S (要求 A_T 和 A_S 、 B_T 和 B_S 有严格对应的相同位置和大小)。第三步建立 B_T 与 B_S 灰度值间的大致对应关系, 根据这一关系, 确定出 SAR 图像上 A_S 区域的各像元所属的类别, 并由此反推 TM 图像上对应的 A_T 区域各像元的类别归属, 根据类别不同, 依据其邻近区域 B_T 为参照, 对 A_T 的像元赋值。最后, 为了提高估计的准确性和消除 SAR 图像上散斑噪声的影响, 采用中值滤波法对估计结果平滑化。

以上对云层及其阴影区的处理, 不仅减少了云盖区 (或阴影区) 与周边区的显著差异, 而且估计了云盖区 (或阴影) 的地物特征, 使后期融合图像排除了云层干扰的影响, 提高了融合结果的准确性。在融合图像上, 原 TM 图像上云盖区及阴影区被 SAR 信息弥补了信息的空白; 但此法仅适用于小面积的云盖区, 若云块面积大则所选取的邻

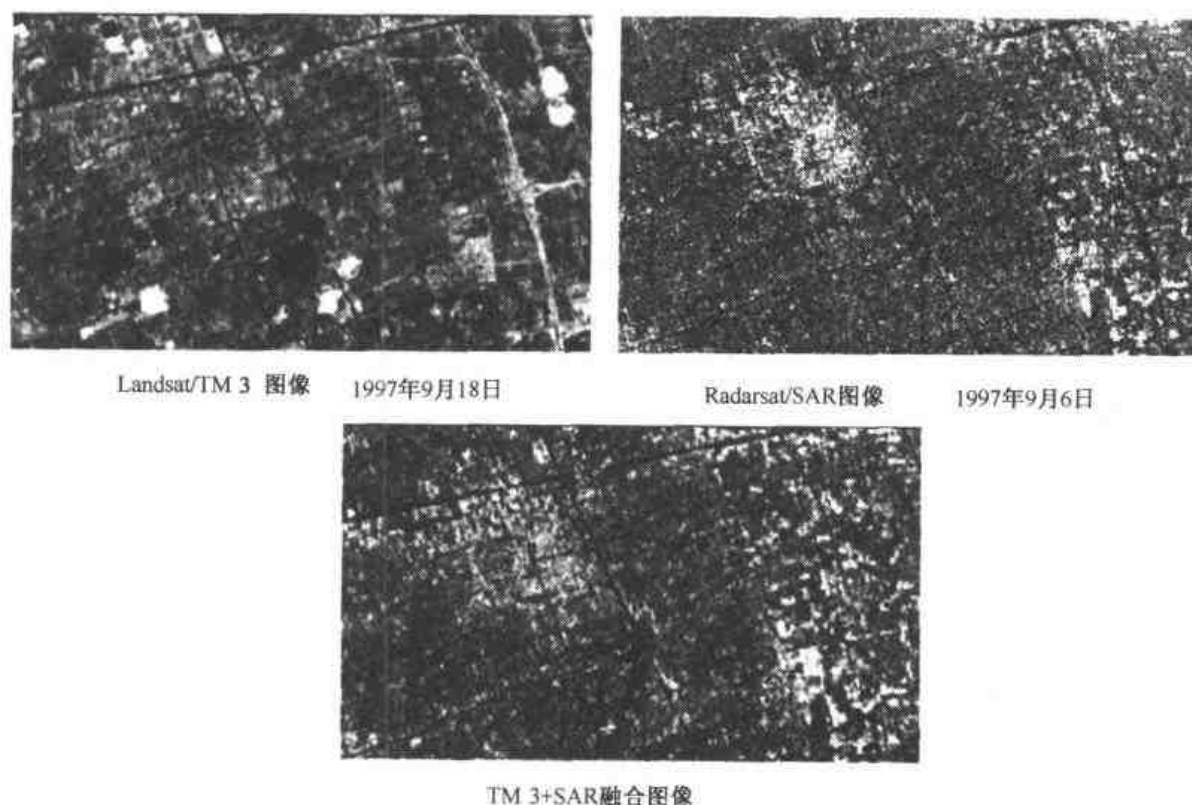


图 8.5 上海市浦东新区 TM 和 SAR 的 (去云) 图像融合^[6]

近区域具有相似地物分布的假设便不能成立。

在以上图像预处理和去云处理的基础上,运用小波分析法对图像中的显著特征进行提取,保留了原始图像中的细节信息(如边界等),以保证融合图像的分辨率不因处理而降低;同时应用马尔可夫随机场理论,排除了离散分布的点对显著特征的干扰,一定程度抑制了散斑噪声的影响,改善融合图像的效果(图8.5)。

2. 高、低分辨率遥感数据的融合

高、低空间分辨率遥感数据的融合主要目标在于:

(1) 专题提取和应用。NOAA 气象卫星的 AVHRR 数据由于空间分辨率较低(仅 1.1km),往往限制了它在区域资源与环境调查中的应用。但对于地理景观较为简单的区域(如我国西北的广大干旱-半干旱地区),将 NOAA 数据与 TM 数据融合,融合后的 NOAA+TM 图像空间分辨率可达 300m,可以提取出农田、林地、草地、沙地、滩地、城镇、居民点等一级土地利用类型和大的地貌单元,同时对平原地区大片农作物的长势监测也有明显效果,适用于资源与环境的宏观调查。

陆地卫星多光谱数据与航空图像数据的融合,如 MSS+航空像片、TM+彩红外航空像片等,往往是先用低分辨率的图像数据进行宏观分析研究、特征信息提取,以缩小研究范围、确定研究“靶区”,再对重点区域进行高低不同分辨率图像融合,以进行细部研究。这在工程选址、地质找矿、城市找水等方面均有不少的应用^[21]。

(2) 分类精度评价。即用较高空间分辨率的遥感图像数据来检验或评价相对低空间分辨率的遥感图像的分类结果的正确性。如用航空影像检验 TM 的分类结果或用 TM 影像来检验 NOAA 图像的分类结果等。这里一个十分关键的问题是两幅不同空间分辨率的遥感影像必须准确的空间配准。事实上,低空间分辨率图像的一个像元往往可以对应于高空间分辨率图像的许多像元,如 TM 图像的 1 个像元(空间分辨率 30m)可对应航空像片(空间分辨率按 4m 估算)的数十个像元;NOAA 图像的 1 个像元(空间分辨率 1.1km)可对应 TM 图像的数百个像元。空间尺度如此悬殊,往往使两者在空间域上难以得到可比的共同基准,在空间域上强行叠合显然是不成功的。但人们可以设法使空间尺度不同的两幅遥感影像在空间频谱上具有一致性,面成为它们相互比较的基础。尽管遥感影像上灰度值的空间变化具随机特征,似乎杂乱无章,但是就同一地区而言,不同空间分辨率的影像的空间频谱却具有一定的相似性。这是因为所谓不同空间分辨率的影像,是指其采样尺度不同,面采样过程中主要是平滑掉“低”频波。也就是说不同空间分辨率影像的差异主要集中在图像的高频部分。因而只要对高分辨率影像进行适当的低通滤波,则可使两者在空间频谱上具有最大的相似性。这种将空间域变换成空间频率域的方法,既保留了原图像的信息,又使变换后的新频谱域有两者可比的共同标准^[26]。

以航空影像检验 TM 影像估算的冬小麦面积精度为例^[26]:

选取河南省长葛县 1988 年 3 月的 TM 影像和同期 1:10000 的黑白航空像片(空间分辨率 4m)。具体做法如下:

(1) 遥感数据的预处理。预处理包括消除几何畸变及各种噪声的影响,以提高估算和配准精度。首先将航空像片扫描数字化成为数字影像。在地形图上选取地面控制点

(GCP) 对航空影像进行纠正, 并根据其地面坐标镶嵌成一幅区域的航空影像。3 月份的影像上农田冬小麦作物单一, 易于识别和面积计算。对于 TM 影像, 除了选取控制点几何纠正外, 需要进行辐射纠正, 消除大气中大气分子和气溶胶等对可见光—近红外的散射作用。

(2) 用空间频谱相关方法进行配准。在两种分辨率影像上分别选取大致相同的区域。对相对高分辨率的航空影像进行适当的低通滤波使之粗化, 可以通过傅里叶变换及逆变换来完成遥感影像从空间域到空间频率域的相互变换。为了简化起见只做一个方向的傅里叶变换, 将二维谱简化为一维谱, 分别以 $x(n)$ 和 $y(n)$ 代表航空影像与 TM 影像的空间频谱。其中 n 代表空间频率, 再通过 $x(n)$ 与 $y(n)$ 进行两影像的共同中心位置的错动。用 i 表达偏移值, 影像的取域区域随偏移值作相应变动, 并求取相关系数值 $R(i)$ 。

$$R(i) = \sum_{n=0}^{N-1} x_i(n)y(n) \quad (8.15)$$

当相关系数 $R(i)$ 达到最大值时, 认为此 i 为最优匹配位置, 则两影像处于最佳配准状态。最后再通过傅里叶反变换将空间频率域反变换到空间域, 从而达到了两幅高低不同分辨率遥感影像的准确空间配准, 为航空影像评定 TM 影像冬小麦面积精度奠定基础。

TM 影像冬小麦面积估算选用了三种方法, 即传统的监督分类、K-T 变换和混合像元分解方法。评价结果表明, 在这三种方法中混合像元分解方法估算的冬小麦面积与作为标准的航空影像的冬小麦面积值最接近, 也就是它相比其他两种方法精度最高。

8.4.4 遥感信息与地学信息的融合

地球科学研究的手段是多种多样的。不同的地学研究方法, 从各自不同的角度提供各种不同的地学信息。如地球物理信息 (地球内部的地震波、重力、磁性、温度等) 反映了不同深度地壳物质的物理性质——其内部结构、物理组成、基底表面起伏等; 地球化学信息反映了不同深度地壳物质的化学性质——其组成成分、化学元素的含量、分布、赋存形式等; 多种地理信息 (地貌、水文、气象、土地、土壤、植被、人文、社会经济、生态等) 反映了地球表层自然环境与人文环境的相互作用过程与关系。地学信息是丰富的。但是任何一种单一地学方法所获得的信息都仅能反映地面物体或现象的某个侧面或某种物理、化学、生物、地学属性或过程。地学信息之间往往是密切相关的。如地球化学元素的集散, 不仅涉及到化学元素内部电子跃迁、原子振动、分子转动, 引起地物本身物化性质、波谱反射与辐射等微观变化, 还会引起土壤、植被 (密度及类型) 等的宏观变化, 控制着地物的空间组合与空间分布特征。这些变化均可以通过遥感图像的影像特征部分地反映出来。因而往往需要将它们结合起来综合考虑, 以更全面、科学地表达所研究的内容。如遥感影像与地图复合生成影像地图——既利用了遥感影像直观、形象的丰富信息, 又利用了地图的数学基础和地理要素; 在地形起伏的山区, 遥感图像数据与数字高程模型 (DEM) 的融合, 不仅可以用来纠正因地形起伏所造成的图像畸变, 还可以用来提高遥感对上地覆盖、森林覆盖等的分类精度。

此外,地物的地学属性往往与它们的影像特征之间具有明显的相关性,如断裂构造、山脉走向与遥感影像的线性形迹之间的相关,火山、侵入岩体、穹窿构造、油气藏与遥感影像的环形形迹之间的相关等等。这些相关性在不同地区有不同表现,一些学者对此进行过专门的研究。利用这些遥感信息与地学信息的相关性,可以将遥感图像数据与地质、物探、化探、地形等地学数据融合,进行相关研究、综合分析,以指导找矿^[27];或将遥感提取的与生态环境有关的专题信息——绿度、温度、湿度、亮度等与气象台站提供的气温、降水、蒸发量、干旱指数等气象气候信息融合,以反映区域环境变化及气候与环境的关系等^[28~30]。

这里的地学信息主要指专题地图和专题数据。前者包括土地利用图、植被图、土壤图、行政区划图等各类专题图,等值线图、地形图等;后者包括各种采样分析数据、野外测量数据、调查统计数据、DEM等。当然也可以由以上基本数据派生出一系列相关数据或图件,如断裂密度、化学元素比值、气候干燥度等等。这些来源不同、尺度不一、形式格式多种多样的地学信息,多按一定地学规律,多等级、多量纲形式,并往往根据各自统计特征来反映某一特定状态。尽管如此,这些二维数据集或图件是可以通过数字化、网络化、地学编码、空间量化等方法,以数字图像(灰度图像)的形式予以表示。图像化的地学信息不仅易于与遥感图像匹配复合进行综合分析,而且可以使图像中的每个像元均有具体数值,便于进行地学定量研究及遥感应应用分析模型的计算。因此,在进行遥感与地学信息融合前,必须对各类地学信息进行预处理,按一定的规则转换成数字图像形式,构成各种地学数据集。这包括了专题图数字化与专题数据图像化。具体做法如下:

(1) 专题图→数字化(格网化或矢量化、地学编码)→数字图像

专题图由不同的地学界线分隔成不同的区域(图斑)组成。每个分区代表不同的地学涵义。由专题图转换成数字图像就是对其地学界线数字化(可以矢量形式,也可以栅格形式),并对每个分区进行地学属性编码。

(2) 专题数据(非图像数据)→图像化(空间量化)→数字图像

这些专题数据有空间分布的概念,即为空间数据,可用图件表示,并进行空间量化。其方法为根据专题内容和区域特点,按一定间隔将图形划分为格网子区,即相当于 $m \times n$ 个小方格(像元)的矩阵,并根据各个格网子区(像元)所代表的内容予以赋值生成数字图像。也就是将新的格网数据按一定的间隔赋予一定的灰度值或彩色编码。比如若有某区域某种地球化学元素1000个采样点的分析数据。因每个采样点均有空间位置,则可以将分析结果表示在图件上而得常规地学工作所用的该化学元素分布图,或派生出该元素的等值线图。可将图件网格化——划分成若干个小格网(相当于图像的像元),凡有样点的像元,都赋以1~255的值,浓度在检出限内的像元赋以最小值1,浓度大于95%的像元赋以最大值255,中间浓度则线性拉伸成值2~254,并附上元素图像转换表,列出每一给定值所对应的元素浓度,便生成一个以像元值表示元素浓度的数据文件。对于采样点以外像元的赋值多采用“内插法”,则可生成一幅元素分布的数字图像。

空间量化赋值的内插方法有多种。只有选择好适当的内插方法才能使其内插效果更符合实际地域分布的规律。比如对于化学元素采样点数据而言,由于化学元素的分布并

非连续,若采用均匀内插法赋值,显然是不合适的。根据元素富集的特点,一般采用膨胀法赋值,即把样品值赋于距采样异常点一定距离或一定范围内的那些点^[21]。

一旦完成了地学信息→数字图像的转换,接下去便是空间配准,包括地学数据之间及地学与遥感数据之间的空间配准。即运用图像处理技术,将不同地学数据集配准到统一的地理坐标系统上,形成以图像为基础的综合数据库。在此基础上,便可进行遥感数据与地学数据多种形式的融合。这种融合有时是分阶段进行的;或先用遥感数据定量判别,而对于难以区分的模糊部分再辅以地学信息作为判别的补充依据;或先对地学信息分等分级(如坡度、海拔高度、地下水埋深等),再对划分出的区域用遥感数据进行分类,避免不同级别间“异物同谱”地物的混淆。有时又是直接进行的:或根据地物要素的相关性,将其数字图像直接叠合分析,以直观、形象反映各要素间的内在联系;或将各种待融合数据作为参数变量直接代入模型分析、计算,以定量研究地学规律。

遥感信息与地学信息的融合有许多工作是可以地理信息系统(GIS)支持下完成,即所谓的“遥感与地理信息系统的整合”。这将在下一章有专门的论述。

以下举几个应用实例:

1. 多种信息源进行土壤盐渍化定量分析^[31]

山西雁北阳高地区是温带半干旱草原地带。土壤类型以草甸土、盐化草甸土为主。受气候、地貌、人为因素等影响,该地土壤多有不同程度的盐渍化,且盐渍程度与植物种类、长势关系密切。尽管仅用遥感的综合光谱信息可以进行土壤的部分识别、分类,但因难以区分各种成土因素的影响,分类精度不理想。根据土壤发生学原理,土壤盐渍化与水盐运动条件密切相关,则地下水位和地下水矿化度是该区土壤盐渍化的两个最主要的环境因素。于是选用遥感数据(TM图像数据)及地学数据(地下水埋深和地下水矿化度)进行多种信息源的数据融合。具体做法如下:

(1) 遥感图像数据的专题信息提取。对1986年6月下旬的TM影像分别进行主成分分析(K-L变换)、K-T变换等。通过对K-L变换三分量合成图像、K-T变换三分量合成图像、以及TM4、3、2假彩色合成三类图像的比较分析,确定K-T变换的亮度、绿度、湿度三分量,识别地类及分类结果最优。将之作为信息融合中遥感信息的主要数据源。

(2) 非遥感数据的预处理。选取地下水埋深与地下水矿化度作为信息融合中非遥感信息源。通过实地考察和经验判断(专家知识),将这两个因素分等分级,并绘制它们与土壤盐渍化程度的对应关系表(见表8.7),作为进一步统计数学分析的前提。同时将这两个因素的两幅等值线图数字化、网格化,生成数字影像,并与TM影像配准。

(3) 多信息源融合分类。多信息源融合分类,采用广义Bayes分类方法,在设定各信息源相互独立的前提下,利用全局从属关系函数,用概率值把多种信息联系起来,对像元运算、判别分类。

对经K-T变换的TM数据,选择训练区进行最大似然法的监督分类,将光谱数据转为土壤盐渍化程度的4个等级类别,即先验概率 $P(W_j)$ (这里 W_j 为像元所属的信息类别, $j=1, 2, \dots, m$, m 为信息类别数,此处 $m=4$);对非遥感数据,根据表8.5的对应关系,在训练区中每个级别范围内各类别出现的比例,也得出土壤盐渍化程度的4

个等级类别, 即先验概率 $P_{(w_j)}^D$ 和 $P_{(w_j)}^M$ (这里 D 、 M 分别表示地下水埋深数据和地下水矿化度数据)。

表 8.5 地下水信息与盐渍化程度对照表^[31]

指 标 等 级	类 别 (%)	盐化和 重度盐渍化	中 度 盐渍化	轻 度 盐渍化	非盐渍化
地 下 水 埋 深 (m)	>2.4	0	0	20~30	70~80
	2.0~2.4	0	5~10	30~40	50~60
	1.8~2.0	5	10~20	60~70	15
	1.4~1.8	10	60~70	20~30	0
	1.0~1.4	60~70	20~30	10	0
地 下 水 矿 化 度 (mg/L)	<600	0	0	10~20	80~90
	600~800	0	0	60~70	30~40
	800~1000	0	10~20	70~80	5~10
	1000~3000	20~30	70~80	0	0
	3000~6000	70~80	20~30	0	0
	>6000	80~90	10~20	0	0

Bayes 判别准则是, 当后验概率 $P(W_j/X)$ 为后验概率中最大者, 则判定 X 归属于 W 类。由 Bayes 分类理论, 数据类与信息类之间的关系, 用从属关系函数表示, 而全局从属关系函数

$$F_j(X) = P(W_j/X) = P(W_j/x_1, x_2, \dots, x_n) \quad (8.16)$$

n 为独立的信息源个数, 此处 $n=3$ 。

按照最大似然分类法则, 在先验概率相同的条件下, 后验概率 $P_{(w_j/X)}^{TM}$ 的判别式可简化为

$$P^{TM} = -\ln |\Sigma_j| - (X - U_j)^T \Sigma_j^{-1} (X - U_j) \quad (8.17)$$

式中, U_j 、 Σ_j 分别代表第 j 类的均值向量与协方差矩阵。

根据各数据源之间独立的假定, 且不考虑数据源权重, 则可将判别式简化为:

$$F_j(X) = P^{TM} + \ln[P^D(W_j/X)] + \ln[P^M(W_j/X)] \quad (8.18)$$

(4) 分类结果评价

以 1:10 万的土壤盐渍度图作为参考数据、评价依据, 比较 TM 影像分类与多信息融合分类的结果。结果表明, 多信息分类结果的可信度提高。

2. 安徽铜陵地区地质找矿中, 遥感信息与物化探等数据融合方法的应用^[27]

安徽铜陵地区是我国重要的铜铁产地。区内地质工作程度高, 积累了不少地质、物化探等地学资料, 并有多处已知矿床和矿点分布。主要矿产为矽卡岩型和斑岩型铜铁硫矿床及多金属矿床。遥感地质找矿中, 对陆地卫星图像、地层、断裂、矿产、航磁和航空放射性等 8 种资料进行了配准叠合, 并进行了若干融合处理与叠合显示, 取得了较好

的地质效果。具体步骤:

(1) 对地质图、矿产图等非数字形式的资料进行数字化和网格化:地质图(1:20万)可分解为地层、矿产分布、断裂构造三个数字图像。

(2) 非图像数据的图像化:将物化探数据(航空磁测 ΔT 数据和K、U、TH航空放射性数据)转变成数字图像。它较等值线图更直观地表现出物理场的分布及其细微特征。

(3) 空间配准以地形图为基础,选择控制点进行几何配准。在统一的坐标系下形成一个由遥感与多种非遥感数据组成的多维图像数据文件库。最后拟合精度为1.5个像元。

(4) MSS图像处理——反差扩展、比值增强、线性变换、空间滤波、多时相处理等,以图像解译分析,绘制出线性影像与环形影像图。

(5) 图像专题信息提取:线性体数量化分析(提取线性体、绘制统计玫瑰图等;位场图像及航磁、重力综合图像处理等。

(6) 数据综合处理:对多维图像数据进行各种方式的叠合显示和综合处理。如以地层资料为背景,对航磁、航空放射性资料作三维透视立体显示,可形象地反映航磁异常的位置、范围、强弱以及它与不同地层单元的关系;航磁资料的彩色密度分割,即给某一强度间隔的磁场赋以某一色彩,不仅提高了磁场的分辨率,而且对构造线的延伸趋势也更一目了然。此外,对三种以上的数据和图像进行多种形式的复合而呈多种综合图。如线、环形体-断层-矿点综合图、地质-磁法-卫星像片构造解译综合图、卫星图像-矿点-构造解译综合图、磁法-MSS5-线性体合成图像等。这种复合图像利于多种数据的对比分析,直观形象、定位准确地显示数据间的相互关系,有助于成像机理和成矿规律的研究。

参 考 文 献

- [1] Pohl C. & J. L. Van Genderen 1998, Multisensor Image Fusion in Remote Sensing: Concepts, Methods and Application, *Int. J. Remote Sensing*, 19 (5): 823-854.
- [2] 于秀兰、钱国慈、贾晓光, 1999, TM和SAR遥感图像特征层融合分类方法研究, 高技术通讯.
- [3] 刘建平、赵英时, 1999, 高光谱遥感数据解译的最佳波段选择方法研究, 中国科学院研究生院学报, 16 (2): 153-161.
- [4] 戴昌达、雷莉萍, 1989, TM图像的光谱信息特征与最佳波段组合, 环境遥感, 4 (4): 282-292.
- [5] 陆灯盛等, 1991, TM图像的信息量分析及特征信息提取的研究, 环境遥感, 6 (4): 267-274.
- [6] 李传荣, 1998, Radarsat SAR和TM复合机理、理论分析技术报告.
- [7] Rogers S. K. et al, 1990, Artificial Neural Network Technology for Automatic Target Recognition, *SPIE Institute series*, IS7: 231-247.
- [8] Tahani. H. & J. M. Keller, 1990, Information Fusion in Computer Vision Using the Fuzzy Integral, *IEEE Trans. SMC*, 20 (3): 733-741.
- [9] 贾永红、李德仁等, 1998, 四种IHS变换用于SAR与TM影像复合的比较, 遥感学报, 2 (2): 103-106.
- [10] 孙家柄、刘继林、李军, 1998, 多源遥感影像融合, 遥感学报, 2 (1): 17-50.
- [11] Solberg A. H. S. et al, 1996, A Markov Random Field Model for classification of Multisource satellite Image, *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, 34 (1): 100-113.
- [12] 何国金等, 1999, 多卫星遥感数据的信息融合: 理论、方法与实践, 中国图像图形学报, 4 (9): 744-749.

- [13] Nicholas M. Short, et al., 2000, The Remote Sensing Tutorial.
- [14] Harris J. R. et al., 1990, IHS transform for the integration of radar imagery with Other remotely sensed data, *Photo. Engin. & Remote Sens.*, 36 (12): 1631 - 1641.
- [15] Aronoff S. & W. Goodfellow, 1985, 图像处理对区域地球化学数据的有效分析, *Advanced Technology for Monitoring and Processing Global Environmental Data*.
- [16] 韩景蛟等, 1996, 雷达图像特征信息提取及多源数据复合处理的地质应用研究, *遥感技术与应用*, 11 (4).
- [17] 靳文戟、刘政凯, 1995, 多类别遥感图像复合分类方法, *环境遥感* 5 (4): 298 - 302.
- [18] 孙家柄、舒宁、关泽群 编著, 1997, 遥感原理、方法和应用, 测绘出版社.
- [19] Genderen J. L. VAN & C. Pohl, 1994, Image Fusion of Optical and Microwave Satellite Data for Earth Science Applications, Proc. of the UN/China / ESA workshop on Microwave Remote sensing Application, Beijing, China.
- [20] 李克鲁、王霞、郭敏茹, 1999, 小波变换的信息融合方法及结果评价, *国土资源遥感*, 42 (4): 46 - 52.
- [21] 陈述彭、赵英时, 1992, 遥感地学分析 (修订本), 台湾文化大学出版社.
- [22] 张晋、王小莲, 1986, 利用多时相 TM 图像进行土地覆盖的计算机分类研究, 65 - 75.
- [23] 陈彩芬、舒宁, 1999, SAR 影像与 TM 影像的几种融合处理方法, *国土资源遥感*, 42 (4): 53 - 57.
- [24] 刘纪远等, 1985, 航天飞机成像雷达 (SIR-A) 图像在土地利用调查中的应用研究, *地理科学*, 5 (1).
- [25] 贾永红, 1998, TM 和 SAR 影像主分量变换融合方法, *遥感技术与应用*, (13): 46 - 49.
- [26] 刘茜、徐希福, 1994, 航空影像与 TM 影像的配准及用航空影像地 TM 进行作物估产方法的精度检验, *环境遥感*, 9 (4): 272 - 278.
- [27] 王润生等, 1992, 地质勘查图像分析与综合, 地质出版社.
- [28] 孙红雨等, 1999, 中国地表植被覆盖变化及其与气候因子关系 - 基于 NOAA 时间序列数据分析, 遥感知识创新文集, 中国科学技术出版社, 127 - 136.
- [29] 徐建春、赵英时、刘振华, 2002, 利用遥感和 GIS 研究内蒙古中西部地区生态环境变化, 6 (2): 142 - 149.
- [30] 高志强、刘纪远、庄大方, 1999, 基于遥感和 GIS 的中国土地资源生态环境质量同人口分布的关系研究, *遥感学报*, 3 (1): 66 - 70.
- [31] 彭望录、李天杰, 1992, 利用多种信息源作盐渍土的数字分析, *中国遥感进展*, 万国学术出版社.
- [32] 郁文贤、雍少为、郭桂蓉, 1994, 多传感器信息融合技术述评, *国防科技大学学报*, 6 (3): 1 - 10.
- [33] 郑威、陈述彭主编, 1995, 资源遥感纲要, 中国科学技术出版社, 175 - 188.
- [34] Thomopoulos S. C. A, 1990, Sensor Integration and Data Fusion, *Journal of Robotic Systems*, 7 (3): 337 - 372.
- [35] Luo. R. & M. Kay, 1992, Data Fusion and Sensor Integration; State of the Art in 1990s, *Data Fusion in Robotics and Machine intelligence* (M. Abidi & R. Gonzalez. Eds) 7 - 136, Academic Press, San Diego.
- [36] Tao Li et al, 1993, Optimal Multiple Level Decision Fusion with Distributed Sensors, *IEEE Trans. on AES.*, 29 (4): 1251 - 1259.
- [37] Polidori L. & M. Mangolini, 1996, Potentials and limitations of multisensor data fusion, *Fusion of Earth Data, Proceedings EARSel Conference, Cannes. France*, 13 - 19.
- [38] Carper W. J. et al., 1990, The use of intensity-hue-saturation Transformation for merging SPOT Panchromatic and multispectral image data, *Photo. Engin. and Remote Sens.*, 56 (4): 459 - 467.
- [39] Hussin Y. A. & S. R. Shaker, 1996, optical and radar satellite image fusion techniques and their applications in monitoring natural resources and land use change, *Synthetic Aperture Radar, Proceedings European conference (EUSAR' 96), Germany*, 451 - 456.
- [40] Mangolini M. & O. Arino, 1996, ERS-1 SAR and Landsat-TM multitemporal fusion for crop statistics, *Earth observation Quarterly*, 51: 11 - 15.
- [41] Lang Hong et al, 1993, Recursive Temporal-spatial Information Fusion with Application to Target Identification, *IEEE Trans on Aerospace and Electronic Systems*, 29 (2): 435 - 445.

- [42] Solberg A. H. S. et al, 1994, Multisource classification of Remotely sensed Data: Fusion of Landsat TM and SAR Image, *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, 32 (4): 768 – 778.
- [43] Solaiman B. et al. 1998. An information fusion method for multispectral image classification postprocessing. *IEEE Trans. Geosci and Remote Sensing*, 36 (2): 395 – 406.

第9章 地理信息系统

§ 9.1 概 况

地理信息系统 (GIS—Geographic Information System) 是在计算机支持下管理、处理、分析空间数据的信息系统。空间数据是指描述“空间实体”的空间位置特征与专题属性的数据。通常包括不同来源和形式的遥感数据、地形图数据、专题图数据、野外采样数据、统计调查数据等。

地理信息系统也可称为空间信息系统, 因为在这里“地理”的概念并非只指地理学, 而被广义地理解为地理空间坐标参照系统。任何一个空间实体都可以在这一地理空间坐标参照系统中确定其空间位置及分布形态。地理信息系统中的数据都是根据其在地理空间的位置按一定的数据结构来进行组织和处理的。

地理信息系统与其他类型的管理信息系统 (MIS), 如财务管理系统、人事管理系统等的不同点就在于, 它的管理与处理对象是空间实体, 其信息查询与分析的过程主要是通过分析空间实体的空间位置与相互空间关系来实现的。而 MIS 则是通过分析实体的非空间语义属性来实现的。

从技术的角度看, 地理信息系统是结合了地球科学、计算机、信息科学、系统科学等多种学科知识的跨学科技术系统。从应用的角度看, 地理信息系统最重要的应用对象是与地理空间分布密切有关的地球资源与环境信息, 是为资源与环境的信息管理、定量分析、综合评价与辅助决策服务的十分重要的技术支持手段。

9.1.1 地理信息系统的发展概况

地理信息系统的发展源自地球科学定量分析、土地资源综合评价中有关空间实体表达与处理的理论及方法进展。

20 世纪 60 年代加拿大为了对全国土地资源与土地适用能力作出科学评价, 需要处理和分析土地调查所获得的大量数据, 从 1963~1971 年建设了世界上第一个地理信息系统。几十年来地理信息系统在国际上及我国都得到了迅速发展, 并在自然资源调查与管理、环境监测与评价、自然灾害预测、工程建设、区划发展规划、城市规划与管理、地球科学研究等方面得到广泛应用。可以说所有与地理分布有关的领域中, GIS 在现状描述, 综合分析、评价, 制定方案、辅助决策、动态预测等方面都能发挥重要的作用。

地理信息系统的发展并不是偶然的, 它是科学、技术与社会发展的必然结果^[1]。它具备以下四个方面的发展条件: 一是应用需求。地球科学的发展对信息的应用提出了越来越高的要求。主要表现在从传统的定性描述与分析发展为基于数字信息的定性、定位与定量分析多要素多变量综合分析、及多时段的动态分析。二是信息资源。卫星遥感

与航空遥感的发展为应用提供了大量的空间信息源，尤其是遥感的多时相监测能力为地理信息的动态分析建立了重要的信息源基础。同时国家 1:100 万、1:50 万、1:25 万、1:10 万、1:5 万“空间信息基础设施计划”的实施将为资源、环境及其他应用提供了全要素的国土基础信息。这些大量的多源空间信息资源需要科学管理，这是地理信息系统发展的基础。三是技术系统。主要涉及支持空间管理与分析的计算机软、硬件技术能力，包括空间信息存储能力、管理与处理能力、可视化显示能力等。近几年来计算机在这一方面的发展是突飞猛进，不断改善的计算机信息处理软硬件环境，为解决地理信息处理中的难题，如海量数据、三维可视化、遥感信息与地理信息的融合、分布式空间信息共享等提供解决方案。四是地学应用能力。这一方面取决于地学各应用学科本身的综合应用能力。主要表现为应用模型的水平，它是面向专题应用的地理信息系统能否在资源与环境等管理、分析与辅助决策中真正发挥作用的关键。

9.1.2 地理信息系统的基本组成

总体上看，地理信息系统由数据库、空间数据管理与分析系统、用户接口、网络系统等四个基本部分组成。(图 9.1) 下面分别说明。

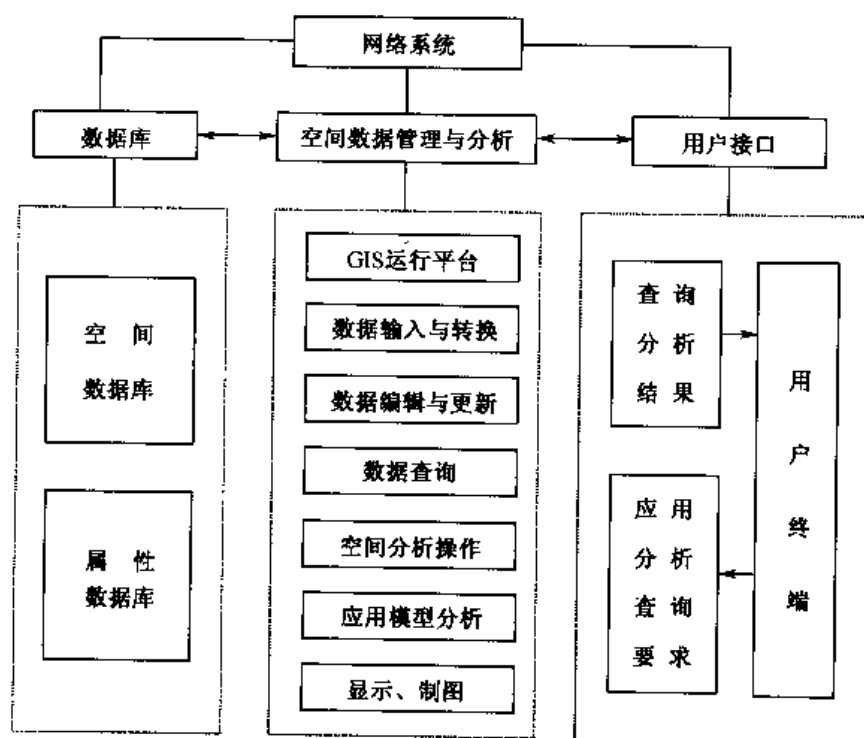


图 9.1 地理信息系统的基本组成

1. 空间数据管理与分析系统

空间数据管理包括 GIS 运行平台、数据输入与转换、数据查询与检索、空间数据

分析操作、应用模型分析、空间数据显示与制图等模块。

- GIS 运行平台。又可称为空间数据管理引擎，是地理信息系统的核心。通过这一软件平台，空间数据按某种数据结构进行数据库存储与管理，支持多图幅与专题分层管理、支持图像层的引入，实现空间实体与属性数据库的关联，根据应用模型确定空间关系分析、信息查询与应用分析的算法和运算，完成空间信息与分析结果的显示及制图，并实现系统与外部信息系统及输入输出设备间的数据传输和交换过程。

- 空间数据输入与转换。支持地图数字化输入，包括手扶跟踪数据录入及扫描影像数字化录入等空间数据输入方式。另外，由于在地理信息系统建设中需要充分利用现有数据，可能包括多种数据格式的数字地图数据，如 AutoCAD 外部交换格式数据 DXF、Arc/Info 的交换格式数据 EOO、MapInfo 的交换格式数据 MIF 或 ArcView 的交换格式数据 SHP，以及扫描、遥感图像栅格数据等如 TIF (TIFF)、BMP (bitmap)、LAN (Erdas)、IMG (ERM) 等，系统需要具备对这些重要系统数据的格式转换能力及矢量-栅格数据的相互转换能力。

- 空间数据编辑与更新。提供修改数据录入错误的功能，以保证数据的可靠性。它包括点、线段的增加、删除与移动、线段的分割与合并、多边形生成、属性类型的修改等。数据更新——以新的数据项或记录来替换数据文件或数据库中相对应的数据项或记录。它是通过删除、修改，再插入等一系列软件功能来实现的。数据库应有更新能力。这是 GIS 建立地理数据的时间序列，满足动态分析的前提。

- 数据查询。由用户接口提出的查询要求，经过系统对其查询条件的解释与确认，向数据库发出数据检索指令，并将满足查询条件的空间与属性数据提供给应用接口。查询条件包括空间范围（行政区或指定的地理范围）、专题属性类型、空间关系（相邻、相交、穿越、相距、包含等）。

- 空间数据分析操作。为支持系统的空间关系分析运算与信息查询而提供的基本操作功能，包括地图裁剪 (clip)、地图拼接 (join)、多边形合并 (merge)、信息选取 (extract)、多边形叠合 (overlay)、缓冲区分析 (buffer)、网络分析 (network) 等，以及各种数学运算关系，如：算术运算（加、减、乘、除、乘方、开方）、关系运算（=、≠、>、<）、逻辑运算（与、或、非）、函数运算（sin, cos...）、字符运算等。

- 应用模型分析。根据应用模型建立的分析算法，提出数据查询指令，通过空间数据管理引擎对查询指令的解释与确认，由数据库提供所需的数据进行分析运算。这种分析运算可以是数学运算，也可以是空间数据操作运算，如空间关系分析（相邻、包含、穿越、相交等）、叠合分析、缓冲区分析等。分析结果将通过空间数据显示模块进行可视化显示或打印制图。

- 空间数据的显示与制图。除了在计算机屏幕显示查询与分析结果外，系统还主要围绕地图输出，提供地图图面交互设计、图例设计与指定、文字标注等功能，使用户有可能实现理想的地图信息表达效果。

GIS 空间数据管理和应用系统是在 GIS 软件开发平台的基础上，根据应用目标进行二次应用开发而成。通常采用商品化的 GIS 开发平台产品，如 Arc/Info 的 MapObject、MapInfo 的 MapBasic 或 MapX、Intergraph 的 MGE 或 GeoMedia、MapEngine 等。可以说 GIS 软件开发平台的发展集中体现了地理信息系统技术的进步。

有关利用 GIS 软件开发平台进行系统应用开发的方法将在后面地理信息系统建立和应用一节作较详细的介绍。

2. 数据库

地理信息系统中的数据库包括空间数据库与属性数据库两部分。空间数据库以文件组织方式存储点状、线状和面状空间实体的位置与分布信息。属性数据库则常利用商用关系型数据库系统存储空间数据库中相应空间实体的专题属性信息。空间数据管理系统通过实体码与关系数据库系统进行联结。通常,空间数据库在进行数据输入(如地图数字化)或数据转换过程中自动建立,而属性数据库的建立需要根据应用目标进行数据库定义,确定有关的数据项与数据类型。“数据库”除存储数据外,其重要功能还在于根据查询与应用分析模型所提出的数据检索指令提供所需的数据。

尽管目前大多数 GIS 系统的空间数据库与属性数据库为分开管理的,但已经开始表现出一种趋向,即由通用关系数据库系统不仅管理属性数据也同时管理空间数据,如美国 ESRI 的 SDE 模式。

3. 用户接口

用户接口主要负责地理信息系统的用户终端与空间数据管理之间的信息转递。用户终端交互式发出信息查询与应用分析的指令经接口传递给空间数据管理系统,经系统执行后再将查询与分析结果返回用户终端。系统应在这里提供一个友好的用户界面。

4. 网络系统

地理信息系统发展的一个重要应用目标是信息共享。信息共享的方式表现为以下几个方面:

- (1) 多用户——用户可能在一个局域网或一个广域网以内。
- (2) 分布式数据库——数据库可能分布在一个局域网或广域网内。
- (3) 互操作——主要针对异构分布式空间数据库/GIS 系统。
- (4) 网络管理。

前三个方面体现了当前 GIS 发展中越来越迫切的现实要求。而后者网络管理则是实现前三方面必要条件。地理信息系统中网络管理功能表现为支持局域网、广域网及 Internet 互联网的能力。

地理信息系统中数据库、空间数据管理与分析及用户接口等三个部分的相互关系是:数据库部分为信息提供者,空间数据管理与分析部分为系统功能提供者,用户接口则为信息接受部分。这三个部分的不同组合在网络管理系统环境中可构成多种客户-服务器分布模式。可以把网络地理信息系统的组合方式按照数据和应用功能的分布形式分成以下五种^[2]。

- 全集中式 把 GIS 软件、DBMS 及数据库全部集中在中央服务器。客户系统只是负责执行用户界面功能,即获取用户指令并传达给服务器,显示查询结果及提供系统辅助功能。

- 数据集中式 专设服务器集中提供数据存储和管理服务,又称数据服务器系统。

网络系统中其他部分成为客户系统,它们一般都自带一定功能的 GIS 软件。

- 功能集中式 把绝大部分的功能函数集中在一个或几个容量大、性能高的服务器上,由它们负责所有的分析和处理。数据则分散到各个客户端存储和管理。

- 全分布式 各子系统具有完备的数据库及 GIS 软件和其他应用软件。它们在网络系统中同时承担客户和服务器的功能。各子系统的硬软件环境和特性及存储的数据都可能不一样。系统的集成通过网络操作系统及各子系统所提供的 API 实现。

- 函数库服务器 把优化的功能函数集中在中央服务器,通过网络系统按用户要求动态合成应用软件,并使其在客户机上运行,改变传统资源分配、软件运行及维护方式,更有效地利用系统资源,提高运行效率。

§ 9.2 地理信息系统的基本原理

9.2.1 空间数据的表达

1. 空间实体与空间数据

地理信息系统研究与处理的对象是具有地理空间分布特征的事物与现象,如有关土地资源的土地类型、土壤类型、土地利用类型等;有关矿产资源的矿产分布、地层分布、岩体分布、地质构造等;有关水资源的流域范围、水系分布、地下水分布等;有关农林资源的农作物类型、森林类型等;有关社会、人文经济现象的行政区划、道路分布、人口分布、城镇结构、工业布局、规划用地等。这些事物与现象都可以在地理空间中确定其位置、分布形态(点状、线状、面状)及边界(边界可能是明确的或模糊的、渐变的),且相互之间构成一定的空间关系,如河流穿越几个省区、某学校在某道路与另一道路交叉口之东 100 米处等等。我们把这些具有空间分布特征的事物与现象抽象为“空间实体”,是具有专题类型概念的地理单元。而描述这些空间实体特征的数据称为“空间数据”。

2. 空间数据的基本属性

空间数据的基本特征,即描述空间实体的基本属性可以归纳为以下三个方面:

1) 空间属性

空间实体的空间分布属性表达为空间图形中的点、线、面状形态类型。

点实体——由一对 (x, y) 坐标确定其在地理空间中的位置。

线实体——由一组有序的点 (x_i, y_i) 组成, $i = 1, \dots, n$ 。

面实体——由一条或若干线段组成的封闭多边形。

各类空间实体之间在空间分布方面构成一定的空间关系。在地理信息系统可定义为多种关系形式,可以形成空间信息查询的判断依据^[3]。

(1) 点-点关系

主要根据相互间距离,定义以下关系:

- 最近点 (离某参照点最近的点实体);

- 最远点 (离某对照点最远的点实体);
- 点范围 (给定某参照点及一定距离范围, 找出该范围内所有点实体)。

(2) 点-线关系

- 共点 (经过某参照点的所有线实体);
- 穿越 (某一参照线经过的所有点实体);
- 最近线 (离某参照点最近的线实体);
- 最近点 (离某参照线最近的点实体);
- 侧点 (在某参照线的某一侧向, 如左侧或右侧, 某一距离范围内的点实体)。

(3) 点-面关系

- 内点 (指定某参照点, 找出包含该点的面实体);
- 包含 (指定某参照面, 确定某个或某些点实体是否为该参照面所包含);
- 边点 (指定某参照面, 确定某些点是否在其边界上)。

(4) 线-线关系

- 相交 (指定某参照线, 确定与其相交的某个或某些线实体);
- 支线 (指定某参照线, 确定起点或终点在其上的线实体);
- 相接 (确定某些线实体是否连接于某点)。

(5) 线-面关系

- 穿越 (指定参照线, 确定该线穿过的面实体);
- 包含 (指定参照面, 确定包含在该参照面内的线实体);
- 汇聚面 (指定参照线, 确定该线起点或终点所在的面实体);
- 汇聚线 (指定参照面, 确定起始或终止于该面的线实体)。

(6) 面-面关系

- 内岛 (指定参照面, 确定某个或某些面实体是否落在该面内);
- 包含 (指定参照面, 确定包含该面的面状实体);
- 相交 (指定参照面, 确定与其相交的面实体);
- 相邻 (指定参照面, 确定某个或某些面实体是否与其相邻, 即有公共边界);
- 相离 (指定参照面, 确定与其相分离的面实体)。

以上归纳了常用的点、线、面实体的一些空间关系, 在实际工作中可以根据应用或查询要求进行更为具体的空间关系定义。

2) 专题属性

空间实体的另一项基本属性是它的专题属性。专题属性是空间实体区别于其他物体的特征, 是经过人们的认识和理解并从概念上加以抽象分类的不同属性。专题属性可表达为一组识别标志, 包括名称、类型特征 (地名、物名), 量测、统计特征 (各种量测值、分等分级值等)。前者多为定性数据, 如城市名: 北京、上海等; 地貌类型名: 山地、丘陵、平原等。后者多为定量数据, 如地形坡度、土壤有机质含量。在 GIS 中空间实体的专题属性是通过属性码 (代码) 来表示的, 即一组数字或字符。

专题属性的描述具有层次特点, 它与地理空间中地物对象确定的分类体系相对应。通常, 专题类型对应于地理系统中的专题图层, 如土地利用现状专题, 可进一步划分为

耕地、园地、林地、牧草地、居民用地、工矿用地、水域、未利用土地等属性类型，称为一级属性类型。而对于每一个一级属性类型又可以进一步划分为二级属性类型。

在地理信息系统中，空间实体通过属性编码来表达这种专题属性类型的层次结构。如，土地利用现状专题中，“耕地——灌溉水田”属性类型可以建立编码：010100，前两位数字表示第一级属性类型“耕地”，中间两位数字表示二级属性类型“灌溉水田”，后两位数字表示三级属性类型（本系统中为空）。

在地理信息系统中属性数据库的设计、数据项的选择必须根据应用分析的要求确定。专题属性数据与空间属性数据均附属于空间实体，两者结合起来共同确定并描述空间实体。

为了适应应用分析及管理工作的需要，空间实体专题属性的表达应当符合国家有关部门制定的信息分类编码标准。属性编码标准化的原则是有利于信息共享、有利于分析应用与管理中信息的提取。

3) 时间属性

地理空间中的任何事物都处于变化中，只是各自变化的方式、状态与速度有所不同。在地理信息系统中对于一个空间实体的一项记录都是其在某一瞬间或时间范围内的特征。不同时间的记录可以构成一个时间序列，从而反映出空间实体动态变化过程与特征。空间实体的时间属性主要在地理信息系统的动态分析中应用，如土地利用变化分析、自然灾害过程分析、环境污染变化分析等。

地理信息系统中时间属性的表达有多种方式。通常将不同时间的空间信息作为不同的专题图层存储，可以通过不同专题图层间的空间分析，如叠合分析，来探测空间实体的变化。近来针对时间属性的表达，有关时空数据结构的研究工作是值得关注的。

以上的空间属性、专题属性、时间属性构成了空间信息的三个要素。只有对这三个要素的完整表达和分析才能揭示出地学现象的特征和规律。

9.2.2 空间数据结构

在数据库中，数据组织的方式称为数据结构。空间数据结构是对点、线、面空间实体各要素之间关系的一种抽象。空间数据结构在地理信息系统的设计、建立和应用中起着十分关键的作用，它决定了空间数据采集、存储、管理、操作运算的基本方式^[4]。

空间数据结构按照对空间实体各要素相互关系描述的方式，主要分为矢量结构（或称多边形结构）和栅格结构两类。不同的空间数据结构与数据采集方式有关。矢量结构的数据来自跟踪数字化采集方式，而栅格结构数据则来自扫描专题图像、遥感图像或数字地形模型（DTM）。

1. 矢量结构

矢量结构中描述的基本数据元素为：点、结点、矢量、线段、多边形。以下对矢量结构的说明均仅考虑二维地理信息系统环境（图 9.2）。

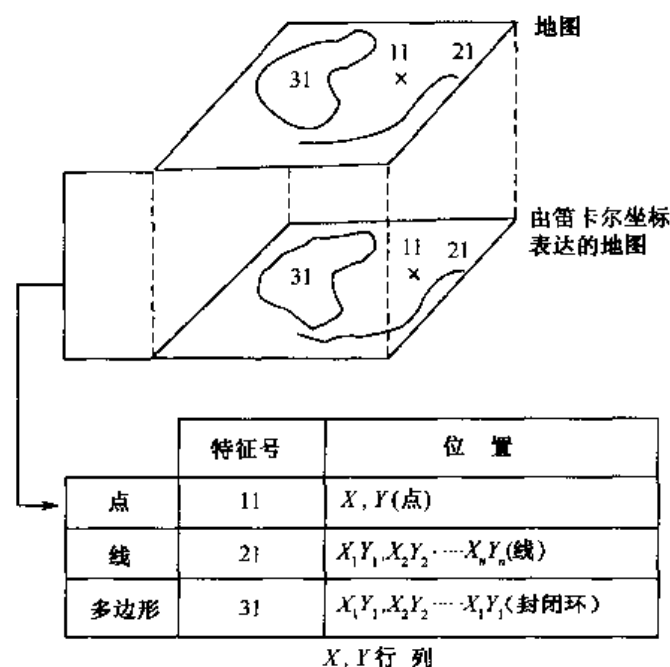


图 9.2 空间实体的矢量结构表示

点 (Point): 最基本的地图数据元素。由一对 x, y 坐标表示其空间位置。

结点 (Node): 为特殊的点。可分为两类:

- 特征点, 如水井、城镇点、泉、高程点等, 是具有专题属性意义的点状实体。
- 线段端点, 起始结点和终止结点。因不具有专题属性意义, 而不是空间实体。

矢量 (Vector): 连结两点构成矢量, 具有方向性。

线段 (Line): 由一个或若干连接的矢量组成, 也就是说由起始结点、终止结点, 及两结点之间一组有序点连接而成。可以分为两类:

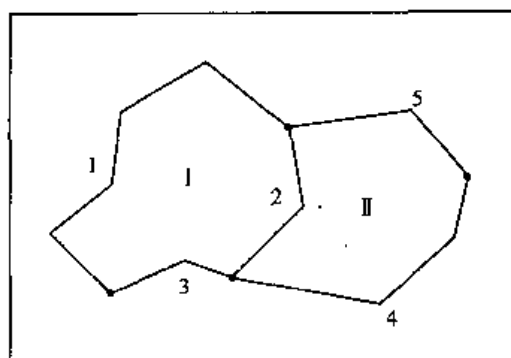
- 线实体, 具有专题属性, 如线状河流、道路、沟渠、电力线等。
- 多边形的组成线段, 本身不是空间实体, 不具有专题属性意义。

多边形 (Polygon): 面状空间实体, 由一个或若干线段组成的闭合范围。

空间数据的矢量结构是通过对上述图形元素的数据编码来实现的。空间数据编码包括拓扑编码与坐标编码, 两者互为补充、相辅相成, 缺一不可, 只有结合起来才能完整地描述存储在空间数据库中的空间实体。

坐标编码: 仅表示各空间数据元素的具体位置, 不能反映相互关系与属性。通过编码由一组有序点的 x, y 坐标来确定线段的平面位置, 再由构成某多边形的一个或若干线段确定整个多边形的边界位置。第一点与最后一点的坐标相同 (图 9.3)。

拓扑编码: 只描述多边形、线段、结点之间的空间相互关系及属性联系。它并不需要考虑点、线的具体位置或相互距离。拓扑编码可以通过对有关线段的记录完整地恢复图中的多边形实体 (图 9.4)。

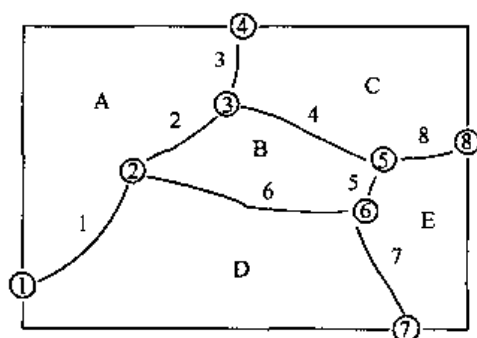


(a) 多边形

多边形号	线段号	平面位置
I	1	$x_1y_1, x_2y_2, \dots, x_ny_n$
	2	x_1y_1, x_2y_2, x_3y_3
	3	x_1y_1, x_2y_2, x_3y_3
II	2	x_1y_1, x_2y_2, x_3y_3

(b) 坐标编码

图 9.3 图形元素的坐标编码



(a) 编码地图

线段号	左边多边形属性号 code 1	右边多边形属性号 code 2	起始结点 node 1	终止结点 node 2	邻接线段相应于 code 1	邻接线段相应于 code 2
1	A	D	1	2	2	7
2	A	B	2	3	3	6
3	A	C	3	4	1	4
4	C	B	3	5	8	2
5	E	B	5	6	7	4
6	D	B	6	2	7	2
7	E	D	6	7	5	1
8	C	E	5	8	3	5

(b) 线段拓扑编码记录

图 9.4 图形元素的拓扑编码

通过拓扑编码可以清楚地描述空间实体、实体各基本元素之间的相互关系，包括邻接关系、包含关系及连通关系。

(1) 邻接关系，主要指相邻实体与元素之间的关系。如判断多边形 A 与多边形 B 是否相邻，可以通过多边形的组成线段文件，确定 A 的组成线段 (L_1, L_2, \dots, L_n)，再通过线段拓扑编码文件确定 L 各线段左侧或右侧的多边形是否有多边形 B。如有，则说明多边形 A 与 B 相邻接。同样，如要判断线段 A 与线段 B 是否邻接，则可以通过结点连接

线段文件确定 A 的起始结点与终止结点分别连接的线段中是否有 B, 从而确定线段 A 与 B 是否邻接。

(2) 包含关系, 主要说明实体与基本元素是否是某实体的组成部分或是否包含某个或某些实体及基本元素。

如判断多边形 A 是否是多边形 B 的岛 (子多边形), 或判断多边形 A 是否包围多边形 B (父多边形), 可直接在拓扑编码生成的父子多边形文件中找到。如判断某线段是否是某多边形的组成线段, 也可直接在多边形组成线段文件中确定。另一类判断涉及到某个点、某些点或矢量是否在某线段上, 则需要根据相关点与线段各点的坐标进行位置判断确定。

(3) 连通关系, 主要指不相邻接的实体或数据元素之间的关系。如判断某两点之间是否有线段相连接, 即连通性分析, 可以通过结点连接线段文件及线段拓扑编码文件逐步搜索确定。搜索过程需要一定的算法支持, 以提高搜索的效率。连通关系的确定支持地理信息系统中网络分析、最短路径分析等应用。

可以看到, 在进行地图跟踪数字化的过程中, 线段数字化的先后顺序、线段的方向一般来说是随意的, 通过空间数据拓扑编码, 就可以完整地建立空间实体、数据元素之间的空间关系描述, 再加上坐标编码确定实体各数据元素的空间位置, 结合起来这是矢量结构地理信息系统空间数据库建立的基础。

以上对矢量结构空间数据模型进行了说明。实际上, 在地理信息系统相关理论发展过程中已经形成了多种矢量结构形式, 尽管各有差异和特点, 但其基本框架还是一致的。

2. 栅格结构

把工作区域按照规则的形态均匀地划分为格网矩阵而构成栅格结构。这里所说的规则形态一般为正方形格网, 也可以是三角形、六边形、矩形等格网。遥感图像的像元可以直接构成格网结构的空数据。

在栅格结构的地理信息系统中, 每个格网单元是最基本的信息存储单元和处理单元。在这里, 一个真实地理空间中的空间实体被分割为一个到若干个格网单元, 一个空间实体是多个格网单元的集合。格网的大小直接影响到描述空间实体几何形态的精度和应用分析的精度。因此格网单元大小应当根据应用目标、空间实体的地域分布与分异特点来确定^[5]。如在黄土高原地区, 地形切割破碎, 地物类型也较复杂, 这里的格网大小可能需要小一点。若工作区域在西部荒漠区, 地物类型比较简单, 这里格网大小可以大一些。总之格网大小的选择取决于区域类型分异强度及目标单元空间分布特征。原则上要使得格网单元能有效地模拟出实体单元的空间分布, 另一方面在保证空间分析的精度的前提下, 尽可能压缩存储的数据量, 以减轻系统在存储与处理能力方面的压力。

格网系统中的行、列号隐含表示每个格网单元的空间位置, 但在这种结构下, 实体之间的空间关系难以得到明确的描述。在实际应用分析中, 可以利用实体中包含的格网单元间接推断有关实体之间的空间关系。

栅格结构下的空间数据描述比较简单, 对每个格网单元记录其所属空间实体的属性值 (图 9.5)。

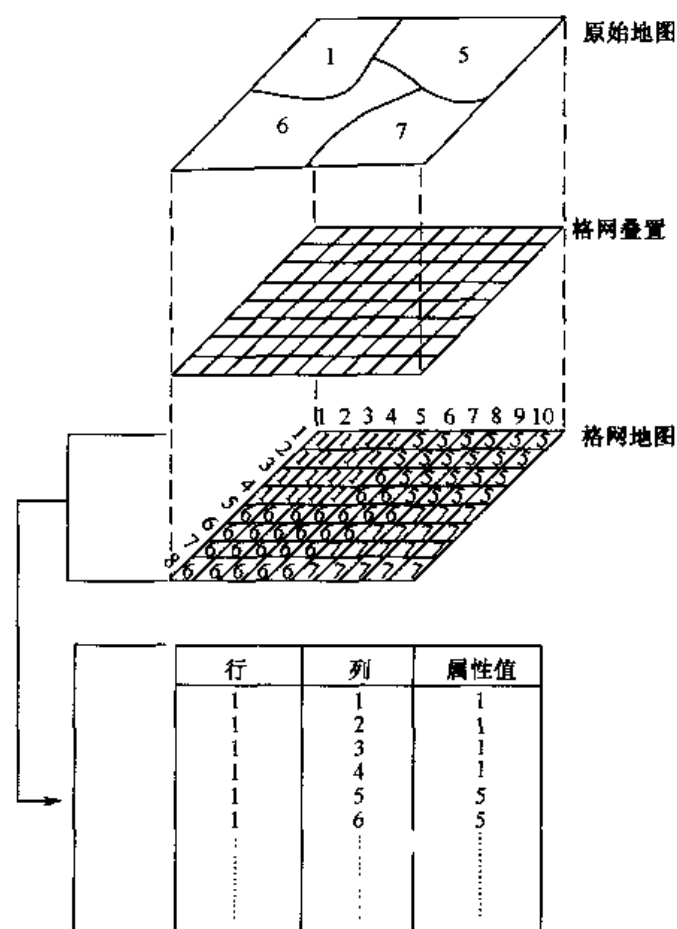


图 9.5 空间实体的栅格结构表示

3. 矢量结构与栅格结构的比较与转换

地理信息系统数据结构的确定往往与主要数据源的特征有关。若主要数据源为遥感图像、数字地形模型 (DTM)，则可以选择栅格结构作为系统的基本数据结构；若主要数据由线划地图、专题地图跟踪数字化过程生成，则可选择矢量结构作为系统的基本数据结构。矢量结构与栅格结构在支持系统空间数据管理、应用分析的能力方面各有特点、各有优势与局限性。地理信息系统的最终取决于所采用的软件平台。目前国际市场上的 GIS 平台产品占优势的还是采用矢量结构，如 ARC/Info、Intergraph 的 MGE 等，国内市场上的 GIS 平台产品，如 MapEngine、MapGIS、GeoStar 等。这与矢量结构的系统适合于支持以实体为单元的空间分析有关。今后随着计算机软硬件环境的迅速改善与提高，栅格结构地理信息系统在数据存储空间大方面的局限性将越来越不突出，而其他在数据处理速度方面的优势更加明显，有可能会形成一个新的趋向。

由于矢量结构与栅格结构两者各有特点，通常一个较好的地理信息系统应当具备这两种数据结构的数据转换功能，而且经过空间配准栅格图像数据与矢量地图数据可以叠合显示。

4. 空间数据结构的改进

可以认为矢量结构与栅格结构这两种数据结构是地理信息系统管理空间数据最基本的数据结构。正如前面所述两者各有优势与局限性, 在寻找更完善的空间数据组织方式的过程中, 人们发展了一些新的数据结构, 其实质是在前面两种数据结构的基础上进行改进以减少数据存储空间, 提高数据存取的效率。

下面介绍一种对栅格结构改进的数据结构——层次结构。层次结构建立在逐级划分一个确定的图像平面空间的基础上。每次把图像划分为 4 个子块, 故又称四叉树结构(图 9.6)。

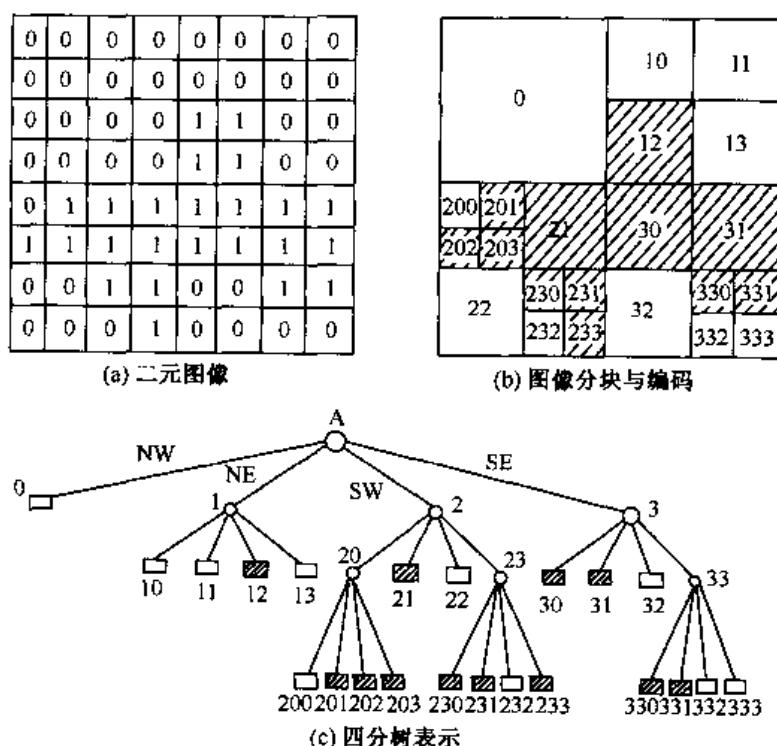


图 9.6 空间实体的层次结构

在四叉树表达中, 每一层内具有相同专题属性的子块作为一个信息存储单元。这种结构适合于地域分异不均匀的区域, 如区域内某些地区地物类型分布比较单一, 而在另一些局部地区地物类型比较复杂, 变化较大。在这种情况下采用四叉树结构可以有效地压缩栅格结构数据, 并提高数据存取的效率。

9.2.3 地理信息系统设计与建立

地理信息系统的开发与建立是一项系统工程, 系统设计是其中一个十分重要的环节。系统设计一般包括系统分析与系统设计等两个阶段的工作。系统分析是系统设计的基础。系统分析的目的是要说明信息系统的服务对象及其需求, 系统的目标与功能、系

统开发与建设的条件、基础与可行性（包括技术可行性、经济可行性及运行可行性）、系统开发计划等。而系统设计则是在系统分析的基础上提出系统开发的具体方案，包括系统软件总体结构、各功能模块或子系统之间的关系、模块的算法与接口设计、数据库设计等。

1. 地理信息系统设计的基本概念

1) 系统分析

系统分析包括以下几方面的内容：

(1) 需求分析

- 管理与服务职能，确定系统目标。
- 管理业务流程，包括用户单位内部不同部门业务处理的内容、报表、顺序、时间范围等内容，从而确定信息来源、分类体系、流向、处理方法、提供时间、表现形式、使用的媒体、重复使用情况等。
- 系统功能需求描述。
- 系统数据（空间数据与属性数据）需求，包括输入、输出、存储、处理方式、数据处理量等。

• 系统性能需求：

- ① 数据精度要求；
- ② 时间特性要求，包括系统响应时间、数据更新频率、数据处理时间等。

• 系统运行环境需求：

- ① 计算机配置；
- ② 网络多用户与终端；
- ③ 软件运行环境。

• 已有系统运用情况。

(2) 系统开发与建设可行性分析

• 技术可行性：

- ① 系统实现条件（硬件设备、GIS开发环境、其他软件环境、开发能力等）；
- ② 限制因素。

• 经济可行性（费用效益分析）：

- ① 估算成本（硬件设备、软件、数据、运行、服务等）；
- ② 估算效益（社会效益、经济效益）。

• 运行可行性：

- ① 用户运行环境；
- ② 数据源及保证条件；
- ③ 系统维护、升级、培训。

• 风险评价：

- ① 数据与系统的复杂性；
- ② 项目开发经验与能力；

③ 用户水平。

(3) 系统开发计划

- 进度要求。
- 开发费用。
- 人员组织。

本阶段的工作是在上述调查与分析的基础上完成系统分析报告。报告的核心是要把用户的合理需求充分反映到系统的设计要求中,科学地描述从用户需求—系统—应用服务的过程中信息与数据流动、存储、处理、应用的逻辑关系。

2) 系统逻辑设计

系统逻辑设计是根据系统分析的结论,进一步说明系统的信息流程、定义系统的工作范围与内部结构,也就是建立系统的逻辑模型。

- 系统总体结构设计:

- ① 总体结构;
- ② 子系统或模块划分及功能定义。

- 系统开发与运行环境设计:

- ① GIS 软件平台选用;
- ② 其他软件开发环境;
- ③ 系统软件运行环境;
- ④ 计算机配置;
- ⑤ 网络方式;
- ⑥ 终端与工作站分布;
- ⑦ 外部设备配置。

- 信息分类编码方案。

- 系统输入、输出方案:

- ① 输入数据格式、内容、输入方式;
- ② 输出数据格式、内容等。

- 系统安全控制方案:

- ① 数据备份;
- ② 信息安全;
- ③ 使用权限。

3) 系统详细设计

系统详细设计又称物理设计,是根据系统逻辑模型详细定义各子系统或模块的接口,进行空间数据库与属性数据库的设计、测试与运行设计、功能模块设计、模型库设计、用户接口设计等。

4) 原型设计

在系统分析或系统逻辑设计的过程中常常遇到用户需求不很确定的情况,影响设计

进程。为了使系统用户更清楚其想建立的系统究竟具有何种功能,能否满足其使用要求,这时需要先建立一个 GIS 系统原型。也就是说先开发出最主要的系统功能,通过使用,进一步评价和确定用户真正的需求,并在原型系统基础上逐步修改、完善。

5) 软件系统实现(代码设计)

在 GIS 开发平台及其他软件支持平台的基础上,使用合适的开发语言按照系统设计方案进行系统软件开发和系统集成。GIS 开发平台是指支持 GIS 系统空间数据管理、处理与应用功能的软件开发环境。一般采用商品化的 GIS 开发平台,如美国 ESRI 公司的 MapObject、MapInfo 公司的 MapX、Intergraph 的 MGE,我国的 MapEngine 组件式 GIS 开发平台等。其他软件环境主要指计算机操作系统,如 UNIX 操作系统、Windows 98 或 Windows NT 等。对于传统的 GIS 开发平台常采用专用的开发语言,如 ARC/Info 采用 AML, MapInfo 采用 MapBasic 等。而新一代组件式 GIS 平台,如 MapEngine,则支持更通用的开发工具,如 VB、VC、Delphi、PowerBuilder 等。

2. 地理信息系统的数据库设计

由于目前大多数地理信息系统采用矢量结构表示空间数据,这里以矢量结构地理信息系统为例说明空间数据管理有关的数据库设计基本概念与原理。

1) GIS 空间数据管理的基本概念

(1) 数据类型

如前所述,地理信息系统的数据来源可以是多种多样的,可以是来自专题图数字化的矢量地图数据,也可以是扫描图像数据,如遥感图像数据、其他栅格图像数据,或数字地形模型(DTM)数据,或与空间实体相关的专题属性数据,统计数据等。概括起来可分为两大类:

- 描述空间实体的空间位置与关系的图形数据;
- 描述空间实体专题属性的文字与数字数据。

这两类数据在描述方法和存储方式上有很大的差异。如何对这两类数据进行统一有效的管理是地理信息系统数据库组织的核心问题。

(2) 数据管理模式

地理信息系统中比较经典的数据管理模式是将图形数据与专题属性数据分开管理的。对于图形数据常采用文件系统管理,即按一定的数据结构设计有效的空间数据文件系统进行存储与管理。而对于专题属性数据则是采用关系数据库系统管理,关系数据库中的表格记录与空间实体相互对应。两者通过实体码实现实体空间特征与专题属性数据之间的连结。在大多数情况下,地理信息系统中采用的数据库系统为商业化的数据库系统,如 Oracle、Sybase、Access、Sequel Server、Foxpro、dBase 等。

近来,一方面由于传统的数据库用户增强了对图形功能与 GIS 管理功能的需求;另一方面,一些商业化数据库系统,如 Oracle 等开始建立空间数据管理能力。这样,地理信息系统开始形成一种由数据库系统全而管理空间数据与属性数据模式的产品发展趋向。在这种模式下,地理信息系统建立一个数据服务器,如支持 Arc/Info 的 SDE

(Spatial Data Engine)。它是 GIS 中空间数据处理分析与关系数据库管理之间的接口。通过数据服务器到数据库系统查询 GIS 数据，并支持应用分析，支持应用程序间数据的互操作。

2) 空间数据库设计

空间数据库设计就是确定文件的组织方式，存储有关空间实体及相互关系的数据集合。空间数据库设计有效性体现在它支持信息共享的能力及支持数据存取与更新的效率。

地理信息系统中空间数据库设计应考虑专题分层、分幅管理、空间数据管理与属性数据管理的结合等问题。

目前市场上 GIS 系统的空间数据库管理基本上采用分专题图层、分图幅的立体模型 (图 9.7)。

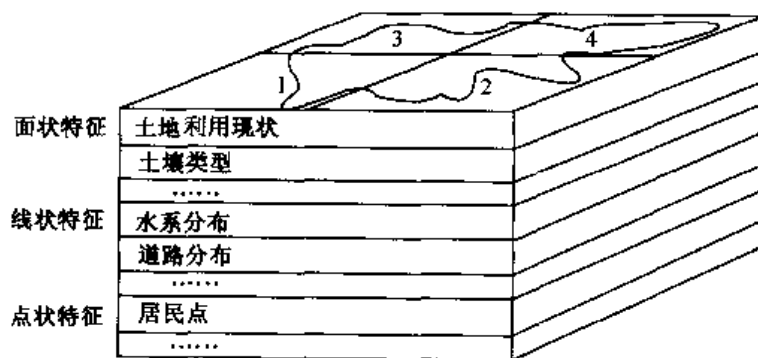


图 9.7 空间数据库组织的分层、分幅模式

空间数据库管理结构如图 9.8:

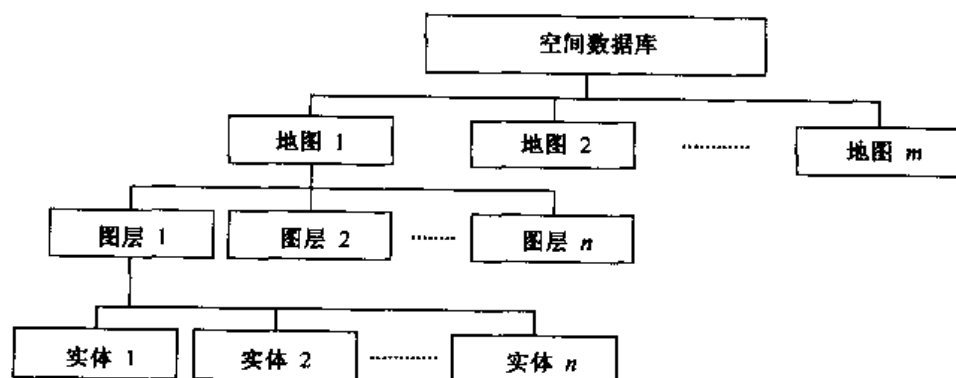


图 9.8 空间数据库管理结构

专题图层划分的原则是：每一图层表示一种专题类型，并具有同种空间实体特征，如点状、线状或面状。土地利用现状图层对应的实体特征为面状，水系分布图层对应的实体特征为线状，居民点图层对应的实体特征为点状。当然这种专题图层与实体特征的

对应关系也是可能变化的,如在小比例尺地图上,居民点表示为点状特征,而到大比例尺地图上,同样位置的居民点可能就成为成片分布的面状特征。

由于在地理信息系统应用中工作区域可能较大,有的涉及全国性的数据,有的为区域性的省级、县级,且地图比例尺也有所不同。对于全国性的系统来说工作比例尺也许是1:100万或1:400万,而对于一个城市来讲尽管范围小得多,可能只有几百平方公里、几十平方公里,但其工作比例尺却比较大,可能为1:1000或1:500。因此,在大多数的情况下都会面临多图幅的问题。因为一张地图覆盖不了你的工作区域,而把工作区有关的地图都拼接起来,则可能造成空间数据库过于庞大,操作不方便的问题。因此分图幅管理也是地理信息系统建设中需要考虑的问题。

- 专题分层管理

通常每一专题图层对应一个属性数据库表,图层上的每个实体则对应该数据库表中的一个记录,说明这一实体的属性类型和其他属性描述。如土地利用现状专题图层上的实体在相应的数据库记录中会表明其属性是耕地/水田还是林地/灌木林地等。

- 分幅管理

有两种处理方式:

实际拼接——进行相邻图幅(同一专题图层)实体的拼接。实际上经过拼接,该专题的多图幅已变为单一图幅。主要针对应用分析中需连接的实体。如供水管网的连通性分析要求供水管线相连接。在这种情况下需要将工作区域内各图幅所有的供水管线设备有关实体都连接起来。

虚拟拼接——由于各图幅属于同样的投影系统与坐标,且经过严格的几何校准处理,相邻图幅边缘的实体不必进行实际连接,但需经过图形编辑、修改,做到相接。这样系统内各图幅的实体在全图显示时可按照其坐标位置实现“无缝”显示。此时对每一图幅需建立地图索引,记录其地理范围,如最大 x , y 和最小 x , y 等。

在地理信息系统空间数据库建设时,这两种方式常常是同时采用的,需要根据应用目的而定。对于必须连接的专题图层进行多图幅实际拼接,而对于一些仅作为背景显示,或可不作实际拼接并不致影响查询与处理结果的专题图层仅作虚拟拼接,可能会取得更好的系统运行效果。

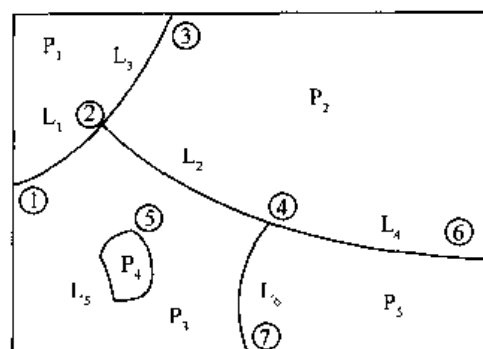
3) 空间数据库组织

前面在空间数据结构部分已经说明,关于空间实体间的相互空间关系信息(如连接关系、邻接关系、包含关系等)通过空间数据拓扑编码来描述。

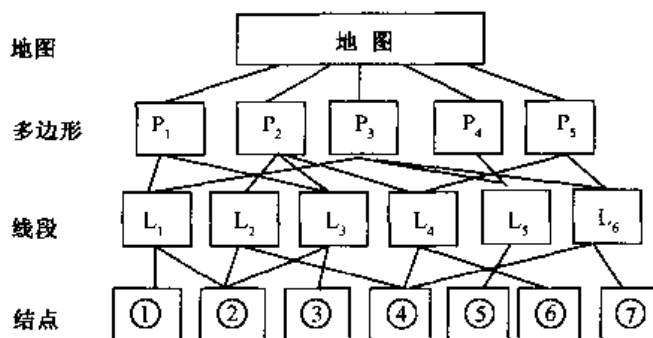
以多边形实体图为例,其空间实体拓扑关系描述为:一幅专题地图由若干个多边形组成;每个多边形由一条或若干条线段组成;一条线段包含两个结点(起始结点和终止结点);每条线段均作为两个多边形的公共边界;每个结点连接一条或若干条线段。这样地图上多边形、线段、结点等各图形元素之间形成一种多层次“网络”关系(图9.9)。

这种描述空间实体关系的拓扑编码及描述空间实体具体分布位置的坐标编码在空间数据库中表现为有关数据文件的组织。数据文件结构如图9.10。

相关数据文件主要记录内容如下:



(a) 地图图形元素



(b) 空间关系

图 9.9 多边形实体图形元素的空间关系

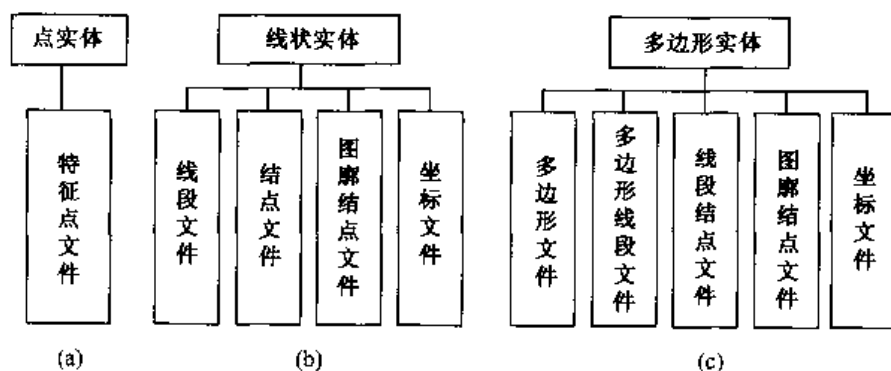


图 9.10 地理信息系统空间数据库文件结构

(a) 点实体文件结构; (b) 线实体文件结构; (c) 多边形实体数据文件结构

点状实体：点号、名称、属性码、坐标等；

线状实体：线段号、名称、属性码、起始结点号、终止结点号、起始结点上的矢量方位角、终止结点上的矢量方位角、最大 x 和 y 值、最小 x 和 y 值、长度等；

多边形实体：多边形号、名称、属性码、组成线段号、最大 x 和 y 值、最小 x 和 y 值、子多边形号、父多形号等；

多边形组成线段：线段号、左多边形号、右多边形号、起始结点号、终止结点号等。

3. 地理信息系统的应用分析功能

支持应用分析的功能是判别一个 GIS 系统能力的重要标志。GIS 应用分析功能包括应用分析模型与应用分析程序两部分构成。它可以在系统本身提供的空间分析和其他分析运算功能的支持下实现，也可建立专业性的应用分析模型与软件来实现。

1) GIS 应用分析功能

支持 GIS 应用分析的功能模块包括:

(1) 空间分析——空间迭合分析、缓冲区分析、连通性分析、最短距离分析、空间关系分析、空间信息量测等;

(2) 综合分析——趋势面分析、相关分析、模糊分析、回归分析、判别分析、统计分析等;

(3) 动态分析——变化检测、过程模拟、发展预测等;

(4) DTM 分析——高程分级、坡度分级、坡向分级、表面形态、通视范围、地形分析、三维可视等;

(5) 专业应用分析——根据应用目标和建立的应用模型, 在 GIS 软件平台的基础上设计开发专门的应用分析程序或功能模块。

2) 应用模型与 GIS 的结合

在 GIS 中通过应用模型与 GIS 功能的结合建立专业性应用分析模块。应用模型由逻辑模型与运算模型两部分组成。逻辑模型确定分析流程及各阶段调用的分析功能模块。运算模型则是上述分析功能模块的核心。它可以是数学运算模型, 也可以是 GIS 空间分析模型。

9.2.4 数字地形模型及其应用

本功能模块管理与分析处理栅格数据。

1. 地形特征提取

平均高程 (取地理单元栅格顶点高程平均值);

相对高程 (取绝对高程与参考点高程之差);

单元高差 (取栅格顶点中最高与最低点之差);

坡度 (栅格顶点按最小二乘法拟合平面, 取此平面与水平面的夹角);

坡向 (取单位拟合面的法线方位);

2. 分级分类

主要对高程、坡度等测量值图进行等差或随机的分级分类, 如将坡度分为 0~3、3~7、7~15、15~25、25~40、>40 等六个等级。

3. 应用分析

包括多因子综合分析、统计分析、相关分析、趋势面分析等。

图 9.11 表示利用地形信息和其他专题信息研究土壤侵蚀分析的例子。其中, (a) → (b) → (c) 的过程为特征数据提取, 即根据应用模型参数在地图数据库中计算和提取出分析需要的专题图层 (栅格图像); (d) 像元分析, 即以像元为分析单地, 并

根据分析模型对各相关专题图层数据进行模型计算；计算所得的各像元值构成一幅新的土壤侵蚀潜力图像。

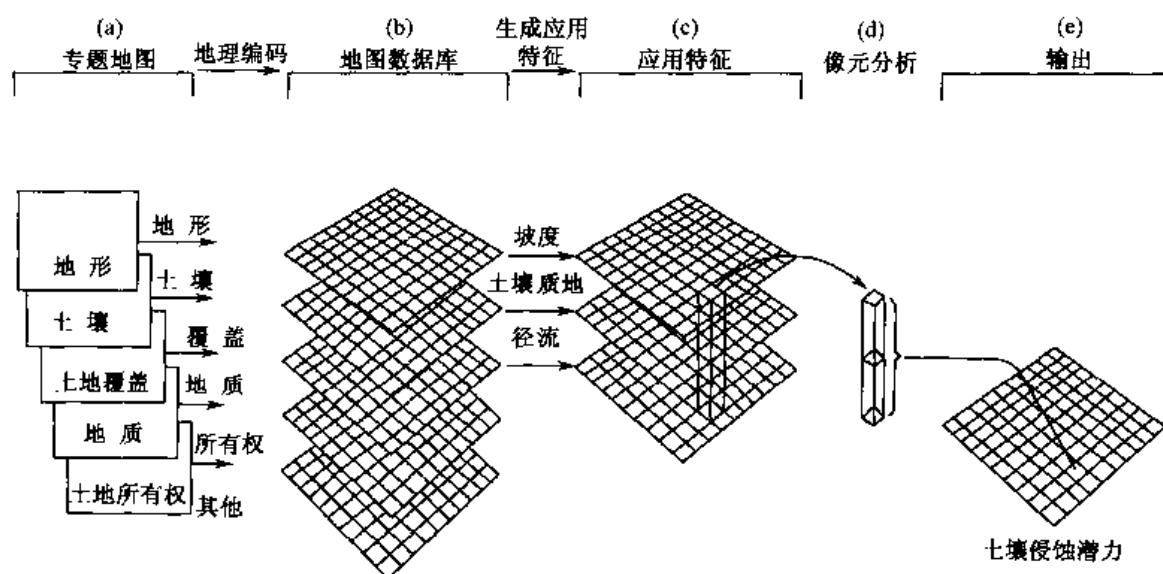


图 9.11 GIS 土壤侵蚀分析的过程

4. 数据格式转换

包括栅格化和矢量化两种。后者可进行由 DTM 提取等高线，及由栅格专题数据进行边界提取，并完成向拓扑结构数据文件的转换。这一功能的实现为遥感图像分类数据更新空间数据库建立了基础。

§ 9.3 地理信息系统与遥感

遥感是一种空间数据采集、识别与分类的工具。地理信息系统 (GIS) 是一种管理和分析空间数据的工具。两者的工作对象都是空间实体，它们之间存在着十分密切的关系。遥感系统的特点在于其动态、多时相采集空间信息的能力。它是获取、建立与更新 GIS 空间数据库的重要手段。从广义讲，可以认为遥感系统是 GIS 数据获取与更新子系统。但从另一方面看，GIS 提供的多种空间与属性数据也是遥感信息识别与分类的辅助知识，有利于提高遥感目标识别的精度与效率。两者优势互补，相辅相成。随着遥感与 GIS 技术的不断发展，两者的结合将更加紧密，逐步形成一种新型的综合空间信息系统。这对促进遥感及地理信息系统应用的发展是十分有益的。

地理信息系统与遥感相结合的主要技术问题源于两者在数据类型方面的差别。GIS 数据主要以矢量结构表达点、线、多边形等实体单元及其相互关系，而遥感则以像元作为数据处理的单元。遥感信息经分类识别后，地物空间特征，包括面状实体边界、线状实体、点状实体等经过提取处理可按照一定的数据结构存入 GIS 空间数据库；相应地，所识别的地物属性类型则存入有关属性数据库。另一方面，在遥感数据处理或应用分析中利用 GIS 辅助信息时，需要将矢量结构的 GIS 数据转换为基于像元的栅格图像数据。

这种 GIS 与遥感系统之间数据相互转换的过程实际上也是两者数据融合的过程,而且是基于统一的空间位置基础上和基于特征层次的融合。由于遥感与地理信息系统在数据格式方面的不同,造成两者结合在技术上的一些困难,主要涉及到数据库存储与因数据转换而导致的融合效率问题及数据融合的精度问题等两个方面。

GIS 与遥感系统之间不同格式数据的转换,通常可在数据准备阶段完成,并根据其专题内容的不同分别存储于不同的专题图层,供应用分析时选择使用。常常并不需要在融合分析时进行不同格式数据的实时转换,因此融合的效率问题并不显得突出。但是,在一个涉及动态监测与分析的地理信息系统中,遥感数据将会是其十分重要的信息来源。对于不断积累的多时相数据,如何更有效的存储方式及时空数据的组织与表达,是地理信息系统亟待解决的问题。

地理信息系统与遥感相结合中另一个可能出现的技术问题是两者在数据精度上的差异而造成的误差。这里不讨论 GIS 本身在数字化和数据概括、综合过程中可能产生的精度与误差问题,也不讨论遥感系统在数据分类可能出现的属性误差问题,仅讨论两种不同数据结构转换时的精度影响。对于遥感系统获取的图像信息,一个像元记录的信号代表了整个像元范围内的平均反射值。通常,遥感数据精度取决于图像分辨率——像元大小。由栅格图像向矢量数据转换可能出现的位置误差取决于矢量实体在各图像栅格中的位置。对于某一地理信息系统来说,首先应根据其应用目的和区域范围内与模型分析有关专题的实体空间分布特征确定“最小制图单元”,再选择具有适用空间分辨率的遥感图像。

从系统管理的角度看,遥感与地理信息系统结合的基础是将遥感数据与 GIS 数据纳入具有相同地理参照体系的综合空间数据库进行统一管理。在这样一个综合空间数据管理系统中,遥感图像数据与 GIS 数据分别构成不同的专题图层,不同类型空间数据之间通过空间地理坐标相关联,并可进行相应的空间分析操作。多源数据的综合管理和充分应用是地理信息系统发展的一个重要目标。

9.3.1 遥感与地理信息系统的数据库更新

遥感数据以三种方式输入地理信息系统数据库。一是直接输入遥感影像,作为 GIS 的一个图层。尤其是对于城市 GIS,常采用大比例尺正射影像作为基础背景图层,其他图层的矢量实体则可选择并叠合于影像之上,可获得对区域景观和有关空间特征非常直观的视觉效果。如果进一步叠合数字高程数据则可获得区域景观三维可视化效果;二是直接输入分类遥感图像,创建栅格图像专题图层。这种方式主要用于栅格结构地理信息系统;三是将分类遥感图像转换为矢量专题图层。通常由不同时相遥感图像分类处理并转换的专题信息将按时间序列构成不同的专题图层,供动态监测与综合分析使用。如通过将土地资源及植被遥感分类结果与已知数据进行比较、变化检测和综合分析,研究区域环境的变化等。

由于遥感数据的多时相特点,遥感成为地理信息系统数据库更新的主要手段。它为地理信息系统动态连续地提供资源、环境等区域空间信息,增强了系统进行动态分析、趋势分析与区域发展辅助决策的能力。

9.3.2 地理信息系统与遥感信息处理

地理信息系统管理各种有用的空间数据, 可为遥感信息处理与应用分析提供所需的辅助信息。实际上, 遥感图像的判别分类与应用分析均离不开地理信息系统的支持。要提高遥感分类的正确率, 就必须充分挖掘和利用地理信息系统提供的多种辅助信息。同时, GIS 很强的运算、空间分析功能, 不仅增加了对重要科学与管理问题的建模能力、辅助决策能力, 以及对复杂现象的图形显示能力, 而且改善了多源数据提取信息的能力, 并为遥感数据的综合开发和应用分析提供一个良好的环境。人们已越来越体会到在遥感影像分析、判别分类、知识获取与运用等方面均离不开 GIS 的支持。

1. DTM 用于遥感数据的精确几何纠正

数字地形模型 (DTM) 是地表形态的数学描述, 地形表面用 x, y, z 坐标的数字形式来表达。数据存储多为等距格网模式 (矩阵形式) 这与遥感数据的存储形式类似。

通过地面控制点的几何纠正, 并不包括对地形起伏而造成的位移的改正。而对于多光谱扫描数据的精确纠正, 在地形起伏地区必须考虑因地形起伏造成的像元位移 (见图 9.12)^[6]。

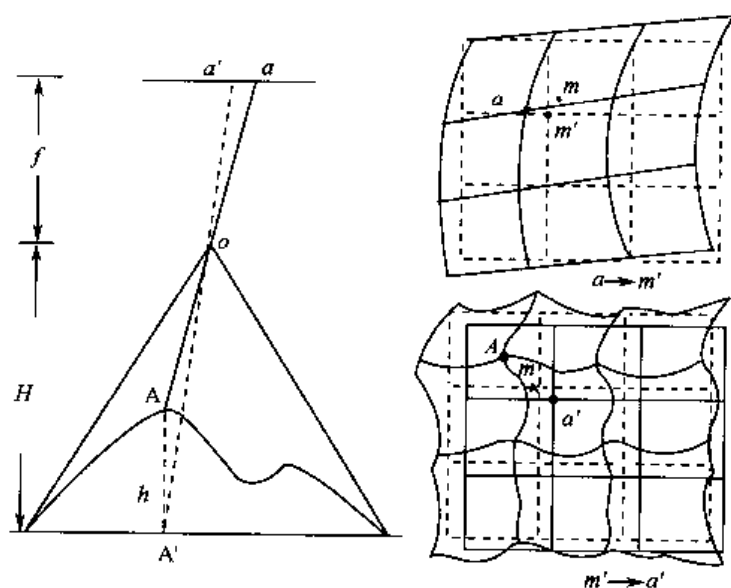


图 9.12 DTM 数据用于遥感图像几何精纠正

(1) 地表面的 A 点, 其理想的像元位置应为 a' 点。但由于地形起伏 (高程 h) 引起的误差, 像点发生位移, 则在图像上记录为 a 点。

(2) 此图像 (因有变形, 可以看作一个曲面) 在通过地面控制点纠正时, 把 a 点校正到一个地图坐标系上, 设 a 点在地图上的对应点是 m 点 (m 的地图坐标 x, y) (用 m 校正 a), 经几何纠正, 坐标变换后, a 点被重新定位到 m 点 (而在新产生的图像格网中不处于行列号的整数位置)。

(3) 再重新采样到一个新的格网点 m' 上, 并得到其相应像元 m' 的图像坐标 (和亮度值), 即 a 点 $\rightarrow m'$ 点。这是用地面控制点纠正的结果 (参见第 6 章中的几何纠正)。

(4) 而 m' 点与 a' 点间的误差, 是由地形起伏引起的, 它和高程 h 直接相关 (也与 H 、 f 相关)。如果地表形态用一个数字地形模型 (DTM) 的数字曲面来表示的话, 那么 A 点的坐标 x, y, z 是可以查得的。DTM 曲面可以用适当高次的多项式来拟合。那么 a' 的图像位置则可以通过曲面与图像平面的关系计算出来。也就是建立两图像数据间的变换函数关系式, 计算其纠正参数以及由地形起伏引起的误差内插等过程, 从而计算出 a' 的图像位置, 将高程误差得以纠正, 而得到经高程误差纠正和重采样的几何精纠正图像。所以在遥感图像的精确纠正中, 应考虑到 DTM 的参与。这里 DTM 实际起着加密控制点的作用。

2. GIS 数据参与遥感图像分类

1) 分类训练区的选择与分类结果的精度评价

地理信息系统中包含的专题地图数据作为对区域特征的一种认识, 在遥感图像监督分类中成为选定训练区的依据, 可以在相应的类型区内圈定各类的训练区范围, 并建立分类器。在进行分类结果的精度评价时, 除了地面实况验证外, 常常也可以地理信息系统提供的专题地图数据作为评价的依据。

2) GIS 数据作为辅助信息直接参与多光谱遥感数据的地物分类

辅助信息是指用于帮助图像分析和分类的非图像信息, 包括地形图、专题图 (如土壤图、植被图), 构成 GIS 空间数据库中的不同图层。辅助数据通常是被转换为数字栅格格式, 用作数字图像分析的辅助层。

辅助信息一般有两种使用方式, 一是将辅助层看成是一个图像波段, 并将辅助层与现有的光谱数据复合, 再对这种复合的图像进行监督或非监督分类; 二是使用分层分类策略, 将光谱图像先进行分类, 然后利用辅助数据将其分成几个层, 将每个层按照一定的规则重新分类或者精确化初始的分类结果。这种方法将辅助信息作为图像分类的一种先验知识, 可以根据辅助数据将所研究的重点类别或者难以分类的类别区分出来。这样有可能针对不同的地物类型分别运用有效的分类算法, 从而提高分类精度。如在前面介绍的分层分类法中湿地植被分类一例中, 由于低位湿地与高位湿地的植被类型往往光谱特征相似, 若只使用光谱数据就很难得到较好的分类结果。采用光谱数据与其他辅助信息相结合的分层分类法后分类结果明显改善。在这里分层分类方法的出发点是, 高地、低地地形部位的不同导致土壤排水条件的差异, 也造成沼泽湿地类型的差异。为此利用 DTM 辅助数据输入关于高地、低地地形部位的信息, 先把低位湿地与高位湿地分开。再分别在低位湿地与高位湿地内进行有关土地覆盖分类, 有效地避免了错误分类, 提高了图像识别能力。再如用 DTM 数据直接参与森林、土壤、土地利用、高山雪被等分类提高分类精度。这样的例子很多, 这里不再赘述。

利用辅助数据的一个主要障碍是辅助数据和遥感数据之间的不匹配。由于多数辅助数据并不是专门针对遥感数据应用服务而采集的, 因此其对应的比例尺、分辨率、时

间、精度以及记录格式很少和遥感图像相匹配。当应用于遥感图像分类时,必须对其进行预处理,以保证其与图像之间的物理匹配。但这种处理往往会引起额外的误差,限制了辅助数据的有效应用。另外,随着辅助数据增多,特别是各种地理信息库的建立,选择哪种辅助数据也成为重要的决策问题。比如对于山区的植物分类,其地形高度、坡度和坡向是一些有用的辅助信息,帮助确定植被的类型。但在其他分类中,地形也许就不是一个关键的因素。因此利用相关辅助数据时,必须考虑到其应用的必要性和代价,仔细地选择和决定必要的辅助数据。

3. GIS 数据、辅助目标识别和提取

这里主要指根据几何特征对线性目标或人工地物进行识别和提取。如参考 GIS 数据库的数据或知识(道路网的布设规律,道路所对应的影像灰度等),在遥感图像中提取道路或建筑物等。

4. GIS 与遥感的叠合分析

(1) GIS 线划图形与遥感栅格影像的叠合,即影像细节与专题图的结合,利于对专题信息的理解。也就是同时显示影像数据和矢量数据,并能在 GIS 内,同比例的缩放、漫游。

(2) 在此基础上,两者进行联合空间分析,空间统计,并输出成果图。如遥感图像(多光谱或雷达)所固定的洪水淹没区域与该区域的 GIS 数据进行叠置分析,可得洪水淹没的图件和损失数据——淹没的农田、房屋、厂矿、人口的统计数据等。

§ 9.4 地理信息系统的进展

地理信息系统有着广阔的应用前景,其技术发展必须适应应用与市场的需要。随着 GIS 应用的不断发展和深入,GIS 软件逐步由事务管理型向分析决策型转变,即从日常的存储、处理地理数据转向分析、提供信息以帮助管理者制定决策。目前地理信息系统面临的挑战包括海量数据的存储与管理、基于网络的系统互操作与空间信息共享、时空数据模型与动态 GIS、空间信息的三维可视化与三维 GIS 等。

1. Open GIS 与空间信息共享

计算机技术、空间技术和信息科学的发展,特别是近年来 Internet/Intranet 的迅猛发展,为传统的 GIS 注入了活力也提出了挑战。传统 GIS 模型采用将应用系统与其内部数据模型及数据格式紧密捆绑的方式,造成地理数据格式互不兼容、资源无法共享等诸多弊端,已严重地阻碍了 GIS 在产业部门的广泛应用。为解决空间信息不能互操作的瓶颈问题,近年来,许多国家的政府机构、研究组织、软件开发商及系统集成人员成立了 Open GIS 联合会(Open GIS Consortium),致力于制定支持 Open GIS 的规范 OGIS (Open Geography Interoperable Specification)。其目的是鼓励软件开发商和系统集成商坚持 OGIS 的标准,逐步地开发出一系列符合规范的地理信息互操作的系统产品,建立一个分布的、开放的地理数据互操作环境,以最大限度地实现资源与信息共享。从而使应

用系统开发者在网络这样一个运行环境和 workflows 下能够从网上透明地获取任何地理数据和地理数据处理功能或方法,而不必管它采用的数据格式和数据模型。

按照 OGIS 定义的开放 GIS 基本要求如下:

- (1) 互操作应用环境: 用户充分利用特定的工具和数据来解决应用问题;
- (2) 共享数据空间: 支持多种分析和制图应用的通用数据模型;
- (3) 资源浏览器: 用户从网络获取信息和分析资源的方法。

可以看到, Open GIS、分布式对象技术和开放的地理数据互操作规范提供了从网络存取异构数据和应用系统的模型。基于 Open GIS 规范开发的 GIS 软件将具有良好的开放性、可扩展性与互操作性。Open GIS 组织采用 COBRA 标准,发布了简单要素规范 (Simple Features Specification) 作为 Open GIS 的基础,这是地理信息系统软件向开放和互操作发展的重要方向之一。Open GIS 的工作将是一项长期的工作,但无疑将对地理信息系统的发展产生十分积极的影响。

2. GIS 组件技术

传统 GIS 集成了 GIS 各项功能,形成独立完整的系统,但由于系统复杂、庞大,从而导致高成本,也难于与其他应用或系统集成。随着计算机软件技术的发展, GIS 组件化发展到了一个新的阶段,出现了组件式 GIS (Components GIS)。组件式 GIS 基于标准的组件式平台,各个组件之间不仅可以进行自由、灵活的重组,而且具有可视化的界面和使用方便的标准接口。组件式平台主要有 Microsoft 的 COM (Component Object Model, 组件对象模型)、DCOM (Distributed Component Object Model, 分布式组件对象模型) 和 OMG 的 CORBA (Common Object Request Broker Architecture, 公共对象请求代理体系结构),目前 Microsoft 的 COM/DCOM 占市场领导地位。基于 COM/DCOM, Microsoft 推出了 ActiveX 技术, ActiveX 控件是当今可视化程序设计中应用最为广泛的标准组件。新一代的组件式 GIS 也大都是 ActiveX 控件或者其前身 OLE 控件。组件式 GIS 代表着当今 GIS 发展的潮流。

组件技术使近二十年来兴起的面向对象技术进入到成熟的实用化阶段。在组件技术的概念模式下,软件系统可以被视为相互协同的对象集合,其中每个对象都会提供特定的服务,发出特定的消息,并且以标准的形式公布出来,以便其他对象了解和调用。组件间的接口通过一种与平台无关的语言 IDL (Interface Define Language) 来定义,而且是二进制兼容的,使用者可以直接调用执行模块来获得对象提供的服务。早期的类库,提供的是源代码级的重用,只适用于比较小规模的开发形式;而组件则封装得更加彻底,更易于使用,并且不限于 C++ 之类的语言,可以在各种开发语言和开发环境使用。组件技术将以前所未有的方式提高软件产业的生产效率,这一点已逐步成为软件开发人员的共识。传统的 Client/Server 结构,群件、中间件等大型软件系统的构成形式,都将在组件的基础上重新构造。

传统 GIS 开发平台均采用专门设计的开发语言。如 Arc/Info 采用 AML,加上庞大的函数、命令库,令一般的开发技术人员较难掌握,开发甚不灵活,增加了应用产品的开发周期。MapInfo 采用 MapBasic 语言,情况类似。传统 GIS 系统中的空间数据管理和数据库管理通常均直接由 GIS 厂商提供。这是传统 GIS 软件价格昂贵的一个重要原

因。这种情况使得一方面大大提高了应用开发与系统建设的成本, 另一方面也限制了用户根据应用需要和各种数据库工具长处和优点, 选择利用数据库工具的机会。传统 GIS 系统与 MIS 系统的连接、与多媒体开发工具的衔接不甚方便, 数据交换通过 DDE 等间接方式进行, 影响了 MIS 系统中空间地理信息的利用。

把 GIS 的功能适当抽象, 作成组件形式供开发者使用, 将会带来许多传统 GIS 工具无法比拟的特色。在组件模型下, 各组件都集中地实现与自己最紧密相关的系统功能。组件化的 GIS 平台集中提供空间数据管理, 并且支持以灵活的方式与数据库系统连接。在保证功能的前提下, 系统表现得小巧灵活, 用户可以更好的性能价格比获得或开发 GIS 应用系统。

组件的生产建立在严格的标准之上。例如, 凡符合微软公司 COM/OLE 标准组件都可在目前流行的各种开发工具上使用。这样, VB、VC、Delphi、PowerBuilder、Notes、Foxpro、Access 等都可直接成为 GIS 或 GMIS 的优秀开发工具, 它们各自的优点都能够得到充分发挥。这与传统 GIS 专门性开发环境相比, 是一种质的飞跃。

新的 GIS 组件都是基于 32 位系统平台, 采用 InProc 直接调用形式, 所以无论管理大数据的能力还是处理速度方面均不比传统 GIS 软件逊色。GIS 组件完全能提供出拼接、裁剪、叠合、缓冲区等空间处理能力, 及丰富的空间查询和分析能力。

由于 GIS 组件可以直接嵌入 MIS 开发工具中, 对于广大开发人员来讲, 就可以自由选用他们熟悉的开发工具。而且, GIS 组件提供的 API 形式非常接近 MIS 工具的模式, 开发人员可以像管理数据库表一样熟悉地管理地图等空间数据。无须对开发人员进行特殊的培训。在 GIS 的开发过程中, 开发人员的素质与熟练程度是十分重要的因素。这将使大量的 MIS 开发人员能够较快地过渡到 GIS 的开发工作中, 无疑会大大加速 GIS 的发展。

组件式 GIS 开发平台通常可设计为三级结构: 基础组件——面向空间数据管理, 提供基本的交互过程; 高级通用组件——面向通用功能; 行业性组件——抽象出行业应用的特定算法, 固化到组件中, 进一步加速开发过程。

国际上大多数 GIS 软件公司把开发组件式软件作为重要的发展战略。Intergraph 公司推出的 GeoMedia 组件式 GIS 软件是其庞大的 Jupiter 计划中的一部分。ESRI 和 Map-Info 也分别推出了 MapObjects 和 MapX。国内组件式 GIS 的研究与开发是与国外同步进行的。第一个国产组件式 GIS 软件——MapEngine 于 1996 年推出, 其后 GeoStar 和 SuperMap 等相继开发出相关的组件 GIS 产品。

3. 空间信息的三维可视化与三维 GIS

三维可视化技术是计算机图形、计算机辅助设计 (CAD)、地理信息系统、遥感图像处理、Internet/Intranet 网络和地学分析等技术的综合应用。通过虚拟现实和三维模拟使地理信息系统用户可以在一个更好的视觉交互环境下进行区域与城市景观的规划、工程规划、环境模拟与动态分析等。地理信息的三维可视化技术已经引起国内外广泛重视。

三维图形制作的发展为虚拟现实开发工具的出现提供了基础, Microsoft 与 SGI、HP、SUN 等计算机公司共同制定了三维图形标准 Open GL, 并已在 UNIX 及 Windows

NT 和 Windows 95/98 等操作系统上实现。硬件方面, 3D Labs 公司推出了专门针对 OpenGL 加速的芯片 Glint; 软件方面, 美国 TGI 公司推出了 Windows NT 版的 Open Inventor, Genimi 公司推出了比 SGI 的 Performer 更易开发、具有更多功能的用于视景仿真的 Windows NT 版 Open GVS 软件。这使得在高档微机上配置高性能图形卡和先进算法软件实现三维景观虚拟现实成为可能。由于 OpenGL 是面向硬件的, 因而能快速有效地生成各种图形元素并构成一幅场景。OpenGL ++ 是具有保留模式功能并建立在 OpenGL 之上的三维图形应用程序接口, 具有面向对象程序设计的优点。OpenGL Optimizer 则是建立在 OpenGL ++ 基础上面向高层开放的三维图形应用程序接口。现在已经出现了众多商品化的虚拟现实开发工具, 如 MultiGen Software System 公司开发的 MultiGen, Sense8 公司开发的 WTK (World Tool Kit)、美国西雅图的 HITL (Human Interface Technology Laboratory) 开发的原型化分布式虚拟世界软件环境 VEOS (Virtual Environment Operating Shell) 等。

地理信息的三维可视化技术涉及高真实感景观的建模、景观模型库 (包括地形与非地形模型) 与纹理库的结合、景观三维重建处理与实时动态显示等。目前存在的主要问题涉及大规模地形和纹理数据库的应用受到系统内存的限制。现有系统必须把将要展示的对象全部维持在系统内存中。大规模模型数据和纹理数据库的实时存取与绘制, 仍是目前地理信息可视化领域中的难点。另外, 为了使三维可视化平台能得到广泛应用, 加强三维环境下的空间分析功能也是十分必要的。

实际上, 上述三维可视化仍然仅涉及 2.5 维空间数据模型。目前的 GIS 多是用二维坐标系来表示现象的 3D 空间, 在 DEM 的高程数据的支持下, 运用虚拟现实技术将真实影像叠加与地形表面, 并引入 CAD 地物模型, 构成虚拟的透视景观模型。严格说, 它仅能表达三维空间的表面, 只是具有视三维 (2.5 维) 透视功能, 并未建立三维拓扑关系, 因此不能进行真正的三维空间分析。真正的三维 GIS 需要具有表达体三维的能力。现有的 GIS 软件尚无法建立空间三维点、线、环、面、壳、体的三维拓扑关系, 难以表达复杂多界面的三维空间模型。真实的 3D 空间是立体的, 多层次的, 具有内部结构, 如矿体的立体分布、地下管网的多层立体结构等。

三维 GIS 的研究包括空间目标的定义、3D 空间拓扑关系的描述、3D 空间数据模型、3D 空间分析等。目前, 这一方面的研究主要体现在三维空间数据结构的表达方面, 例如八叉树层次结构、连续断面表达等, 但都还有待深入。

4. 时空数据模型

自然界的对象与现象都处于变化之中。但现有的许多 GIS 软件并不能有效地描述空间目标的动态过程, 不能适应对于空间目标的动态监测与分析的应用需要。近年来, 可对时空目标和时空过程进行描述和分析的 T-GIS (Temporal GIS) 得到广泛重视。T-GIS 的组织核心是时空数据库, 其关键是设计合理的时空数据模型。但在这一方面的研究目前仍很薄弱。

在传统 GIS 中, 对于空间形态上动态变化的实体来说, 同一专题类型的空间信息可按时间序列构成不同的专题图层。如不同年份的土地利用现状数据, 可按年份创建各个土地利用图层, 用于土地利用变化检测与动态分析。在这种情况下, 不同图层上的土

地利用地块实体之间并没有建立内在的联系。时间被看作空间实体一种属性。同一对象的时间变化在不同关系表用不同属性值表示。

有关时空数据模型考虑不记录研究区域中各空间实体在每个时态的空间信息,不记录未发生变化的实体状态,而只记录某个起始状态以及相对于此的变化量。在相应的属性关系表中,对目标变化所涉及的属性字段增加新值,并附加版本编号与之对应来反映它的历史记录。把时态作为“对象”,建立时态关联表,并用面向对象的数据模型进行表达与处理。如一栋房子有许多属性(街名、房号、建筑日期、材料、面积、户主、住户……),其中可能仅有“住户”一项常有变化。若每一次变化均要在关系数据库中增加一个表格或一条记录,则会产生相当大的冗余。因而可以采用在同一关系表中,对目标变化所涉及的属性字段增加一个新的值,(即一个“时间”项)并附加版本编号与之对应来反映它的历史记录。将时态的版本信息标注在目标的标识号上,既可节省存储空间,又便于查找同一目标不同版本信息。时态作为“对象”→时态关联表(OID);当前—前继—后继—更新日期,并用面向对象的数据模型进行表达与处理^[7]。

5. 空间数据模型的改善

空间数据模型涉及空间信息的组织、存储和管理,是GIS系统的核心内容,一直是GIS技术研究的重点。目前,市场上主要的GIS软件都采用混合型的空间数据模型,即采用文件存储空间数据,利用DBMS存储和管理属性数据,空间实体和其属性之间通过标识码建立联系。由于文件管理缺乏关系数据库管理系统的许多优点,如内存缓冲、快速索引、数据库的一致性、完整性、安全与恢复等,而且文件系统难以满足分布式数据管理和服务器/客户机(server/client)体系的要求。随着C/S、B/S软件体系结构的发展和大型商用关系型数据库的成熟,逐步出现了一体化集成式空间数据模型,即采用商用DBMS实现空间数据和属性数据的一体化存储。这种方式在数据的完整性和一致性以及效率上比混合型有进一步提高,适合于建立企业级的GIS应用。目前一些GIS产品如ESRI SDE、Mapinfo SpatialWare就是采用这种空间数据模型。当前一些商用数据库产品如Oracle Spatial、DB2 Spatial Database、Informix Datablade直接支持对空间对象的存储。这体现了空间数据模型的一种发展趋向。但目前这种方式的不足之处是它对空间关系的表达能力较弱,空间索引和空间查询效率较低,结构化空间查询语言还比较初级。

传统的GIS的空间数据库采用分幅和分层方式存储和管理海量空间数据。当跨图幅访问时,系统必须在多幅相邻接图间通过地物标识进行空间和属性上的匹配操作。因此,分幅管理给地物整体性维护、数据共享等增加了复杂性,也是影响GIS响应速度的原因之一。

Intergraph的MGE、ESRI的ARC/Info等都推出了“无缝”空间数据库,可在逻辑上提供“无缝”“连续”数据库功能。它们物理概念上仍然按照图幅的概念存储管理大型数据。对于同一空间实体进行工作时,在多个几何标识和同一地物标识间进行后台关联处理,这对用户来说是不可见的,因而说是“无缝”的。

6. GIS 与应用分析模型的深化

GIS 虽然提供了很好的数据管理、空间分析和可视化功能,但许多专门的应用分析模块仍需结合用户的需求进行二次开发。由于地学研究对象的多样性、环境背景的复杂性,要把复杂的地学问题模型化有许多问题需要解决, GIS 与应用模型的结合至今仍是薄弱环节。

目前许多应用模型是把成因分析与统计分析结合起来,通过选择独立变量(相关因子)建立一些概念模型的表达式,再通过大量实测数据(已知量),运用数理统计方法,如相关分析、回归分析等建立因子间的定量关系或根据经验给出定量分析模型。分析模型不仅要有严格的数学定义、普遍的物理含义,还要有反映区域差异的订正参数等,以提高它的智能化水平。实际上,数学模型的核心是对区域的认识和对应用问题的理解,体现为地学知识。地学知识除描述空间实体的空间关系的“空间知识”外还包括“专业知识”,指对目标对象属性与其他背景因素间的关系的认识。它们可以定义并进行地学编码,或对于一些难以定量表达且具有不确定性的知识,需要通过逻辑推理来表达。

参 考 文 献

- [1] 陈述彭, 1995, 地球信息科学与区域持续发展, 测绘出版社。
- [2] 李斌, 1996, 计算机网络技术与城市地理信息系统, 《城市地理信息系统: 方法与应用》, 中国海外地理信息系统协会。
- [3] 陈述彭, 赵英时, 1992, 遥感地学分析(修订本), 台湾中国文化大学出版社。
- [4] 周心铁主编, 1991, 三北防护林资源与环境动态监测信息系统研究, 测绘出版社。
- [5] 陈述彭主编, 1990, 区域地理信息分析方法与应用, 科学出版社。
- [6] J. Larsson, 1980, The Use of a DTM in a Digital Multispectral Analysis, Proceeding of the First Scandinavian Conference on Image Analysis.
- [7] 龚建亚主编, 1999, 当代 GIS 的若干理论与技术, 武汉测绘科技大学出版社。
- [8] <http://www.opengis.org/>
- [9] Burrough P. A & R. A McDonnel, 1998, Principles of Geographical Information Systems, New York: Oxford Press.
- [10] David J Maguire, 1991, Michael F Goodchild and David W Rhind, Geographical Information Systems Principles and Applications, Longman Scientific & Technical.
- [11] Burrough P. A., 1986, Principles of Geographical Information Systems for Land Resources Assessment, Clarendon Press Oxford.

第 10 章 定量遥感分析

§ 10.1 遥感定量反演

10.1.1 概 述

遥感的优势在于能以不同的时空尺度不断地提供多种地表特征信息。这对于传统的以稀疏离散点为基础的对地观测手段是一场革命性的变化。但目前面临的问题是大量的遥感数据仍未得到真正有效的利用。这是信息资源的极大浪费。

与之相反的却是,应用所需求的有效信息又十分匮乏。比如,尽管气象卫星云图能直观地显示各种气团的运动趋势,为数值天气预报奠定基础。但中长期天气预报和全球大气环流模型(GCM),需要的是宏观、动态、精确的大气下垫面参数——包括影响地气温度的表面温度、反照率和影响气流运动的地表粗糙度、植物覆盖度和结构信息,而目前遥感所能提供的仅是垂直方向或个别方向上的反射率,以及非常有限的地表结构参数,显然难以满足模型精度要求^[1]。再如:农业丰收关键在作物生长过程的监控,其中的关键参数有叶面积指数 LAI、叶绿素含量、植物覆盖度 F 、植物根系层的土壤水分 W_s 、植冠水分 W_v 、胁迫因子等参数。而目前遥感所能提供的植被指数 VI、植物缺水指数 CWSI 等较粗糙的指标也难以满足农学、生态学模型的需求。出现这种供需矛盾,除了遥感本身的原因外(如遥感数据的质量和专题信息提取水平等问题),一个相当重要的原因在于对遥感应用研究中的一些基本理论问题尚缺乏深入的研究,导致人们对于遥感数据的认识与理解还很不充分。如遥感参数 VI 与农学参数 LAI、 F 、DM(干生物量)之间,CWSI 与 W_s 、 W_v 之间的关系从理论上认识不足,这必然影响了遥感定量应用的精度。

随着遥感科学的发展、遥感应用的深入,人们越来越体会到定量遥感的必要性。而 EOS-MODIS/MISR、ADEOS-POLDER、SPOT、ASTER、ERS-ASTR 等多角度遥感器的陆续进入轨道、大量多角度遥感数据的问世,又使地物反射、辐射方向性的研究以及目标空间结构参数的定量反演不仅成为可能,而且已成为目前研究的热点。

为了更好地理解电磁波与地表特征间的相互作用,国内外学者们将经典的数学物理理论与遥感实践相结合,建立了近百种不同的遥感模型。这些模型大体可分为统计模型、物理模型、半经验模型三种。

所谓“经验统计模型”一般是描述性的,即对一系列观测数据作经验性的统计描述,或者进行相关分析,建立遥感参数与地面观测数据之间的线性回归方程——一种直接的统计相关关系,而不解答为什么会具有这样的相关或统计结果这类问题。“统计模型”的主要优点是简便、适用性强,一般仅包含 3~6 个参数。但其理论基础不完备,缺乏对物理机理的足够理解和认识,参数之间缺乏逻辑关系。对于不同地区、不同条

件, 往往可以得出多种统计规律, 所建立的经验模型缺乏广泛的普适性。此外, 许多遥感参数与地面参数之间并非简单的线性关系, 还需要考虑方向反射、结构变化的非线性影响等, 情况是复杂的。当然, 对于地面实况不清或遥感信号产生机理过于复杂的情况下, “统计模型” 应该是一种较合适的描述工具。但是随着地面知识的积累和遥感观测波段数的增加, 它的优势则明显减弱。如 Walthall 模型 (Walthall et al., 1985), 用于单波段时仅 3 个参数, 但用于 7 波段时由于不同波段的参数之间没有逻辑关系, 则参数增加到 21 个。而此时的一个用 5 个结构参数, 7 个波段数据的土壤反射率物理模型仅需 12 个参数^[1]。

“物理模型” 理论基础完善, 模型参数具有明确的物理意义, 并试图对作用机理进行数学描述, 如描述植被二向性反射的辐射传输模型、几何光学模型, 描述作物生长过程的动力学模型等。此类模型通常是非线性的, 输入参数多、方程复杂、实用性较差, 且常对非主要因素有过多的忽略或假定。

“半经验模型” 综合了统计模型和物理模型的优点。模型所用的参数往往虽是经验参数, 但又具有一定的物理意义。如下述的 Rahman 的地表二向反射模型^[2]、Ambrals 核驱动线性模型^[3,4]等。

遥感理论模型与遥感应用分析模型的深化是定量遥感迫切要解决的问题, 有待遥感与地学工作者的共同努力。

10.1.2 定量遥感的基本概念

遥感的成像过程是十分复杂的。它经历了从辐射源→大气层→地球表面 (植被、土壤、水体……结构和组分均十分复杂、多样的不同“介质”) →探测器等的过程。这里的每一个环节都涉及到无穷多的参数, 而且许多参数间又是密切关联的。

以植被遥感系统为例, Geol (1988), 李小文等 (1995) 把整个植被遥感系统分为以下 5 部分:

(1) 辐射源 $\{a\}$, 包括太阳和天空散射, 用 $\{a\}$ 表示其特性和参数集合, 它们包括谱密度 (I_λ) 和方向 (θ_1, φ_1), 其中 λ 为波长, (θ_1, φ_1) 分别表示入射方向的天顶角和方位角;

(2) 大气 $\{b\}$, 包括大气中的空气微尘、水蒸气、臭氧等的空间密度分布和本身因波长而异的吸收和反射特性, 用 $\{b\}$ 表示其特性和参数集合;

(3) 植被 $\{c\}$, 包括植被组分 (叶、茎、干等) 的光学参数 (反射、透射)、结构参数 (几何形状、植株密度) 及环境参数 (温度、湿度、风速、降雨量等), 用 $\{c\}$ 表示其特性和参数集合。一般说来这些参数都可能随波长、时间和空间位置而变;

(4) 地面或土壤 $\{d\}$, 包括其反射、吸收、表面粗糙度、表面结构及所含水量等, 用 $\{d\}$ 表示其特性和参数集合;

(5) 探测器 $\{e\}$, 包括频率响应、孔径、校准、位置及观察方向的天顶角 θ_2 、方位角 φ_2 等, 用 $\{e\}$ 表示其特性和参数集合。

用 $\{R\}$ 表示探测器所得到的辐射信号, 即观察值——它可以是多光谱、多时相、多角度等数据, 也可以考虑为由这些观察值所派生出的综合指数 (如绿度、亮度等)。

它随辐射源大气、植被、地面、探测器的特性而变化。一般可表示为

$$R = f(a, b, c, d, e) \quad (10.1)$$

函数 f 反映了产生 $\{R\}$ 的辐射转换过程。若给定系统参数 $\{a-e\}$ 来产生 $\{R\}$, 则为正演问题, 即前向建模问题。“正演”是从机理出发, 研究因果关系, 并用数学物理模型来描述地学过程。相反, 若从测量值 $\{R\}$ 来产生 $\{a-e\}$ 中的任一个或任几个参数, 则属于反演问题。“反演”是从测量到的现象推求未知的原因或参数。

如, 若要从测量值 $\{R\}$ 中反推植被参数 $\{C\}$, 则可以定义或导出一个函数或算法 g , 即

$$C = g(R, a, b, d, e) \quad (10.2)$$

为了求出 $\{C\}$, 往往需要对系统参数 $\{a, b, d, e\}$ 都假设为或可测或已知。但事实上, 在遥感数据的反演过程中, 上述的每个参数都包含了若干因子, 其中很多是未知的或目前难以精确测量的。由此看来, “前向模型”的建立是“反演”的先决条件, 而“反演”则具有更实际的应用价值, 但难度更大, 有时甚至不可能。因而, 要实现遥感的反演, 就不可避免地要作些过程的简化或条件的假设, 这就必然存在着“无定解”(underdetermined)问题^[5]。对于复杂过程的分解简化, 往往可以或单独处理 $\{e\}$ 的影响(辐射校正), 或单独处理 $\{b\}$ 的影响(大气校正)等。值得注意的是对于辐射源 $\{a\}$ 的处理, 由于可见光-近红外波段的辐射源为太阳, 若是水平的地面, 仅给定太阳的方位和探测器的光谱响应, 则不难将 $\{a\}$ 与 $\{c\}$ 和 $\{d\}$ 分开; 但对于热红外波段, 其主要辐射源是地面目标的热发射, 它与地表的发射率和温度的分布以及地表结构有关, 此时的 $\{a\}$ 和 $\{c\}$ 、 $\{d\}$ 有密切的联系。若是崎岖的山地, 则无论是可见光-近红外波段, 还是热红外波段均要考虑地形的影响进行地形纠正。另外, 精确的大气校正也需要知道大气下垫面方向反射及地表结构的情况。也就是说, $\{b\}$ 与 $\{c\}$ 和 $\{d\}$ 也是相关联的^[6]。

定量遥感, 不仅要进行遥感机理与各种前向模型的研究, 还要进行各种反演模型和反演策略的研究。

10.1.3 定量遥感面临的基本问题

1. 方向性问题

传统的遥感主要采取垂直对地观测方式, 以获取地表二维信息, 对获取的数据则基于地面目标漫反射的假定——即简单化、理想化的把地表看作各种同性的、均匀的表面——“朗伯体”(Lambertian), 地表与电磁波的相互作用是各向同性; 遥感的研究也主要是从地物目标的波谱特征入手, 进行分析、判读或分类。

但事实上, 地球表面并非朗伯体。大量事实证明, 地物与电磁波的相互作用也非各向同性, 而具有明显的方向性。这种反射的方向性信息中, 既包含了地物的波谱特征信息, 又包含着其空间结构特征信息; 而辐射的方向性信息, 也是由物质的热特征及几何结构等决定的。因而, 随着太阳高度角及观测角度的变化, 地物的反射、辐射特征及地物瞬时所表现出的空间结构特征都会随之变化。这种变化记录在遥感图像上, 则将可能产生同一地物反射、辐射信息的很大差异。Kimes 的研究认为朗伯表面的假设会在反照

率 (Albedo) 计算中引起高达 45% 的误差, 而随着观测天顶角从 $0^\circ \sim 80^\circ$ 变化, 观测到的作物表面亮度温度可以产生 13°C 变化^[7]。

正因为传统遥感缺乏足够的信息来同时推断像元的组分光谱和空间结构, 使遥感的定量精度受到很大的限制。地表反射与发射辐射的方向性模型研究和应用, 是定量遥感必须首先解决的关键问题。

2. 尺度效应与尺度转换

由于我们面对的自然与人文环境是十分复杂的, 所要研究的对象是多种多样的, 它们在空间特征上差异性大 (空间异质性), 这些差异又往往是非线性的。也就是说, 自然单元、人文单元是以不同空间尺度客观存在着。对于这些不同地学对象、地表现象与过程的地学描述和研究, 需要按不同的尺度进行。这里便存在着不同尺度间的对比、转换、误差分析等问题, 也就是常说的“尺度效应与尺度转换”。多层次遥感对地观测系统为地学分析提供了多空间分辨率、多时间分辨率的遥感数据, 可以为不同空间尺度、不同时间尺度地学对象的应用研究提供适合的信息。地面观测与不同层次遥感数据之间、各个层次遥感数据之间的“尺度转换”是提高遥感应用的效率与实用性的关键之一。

所谓“尺度效应与尺度转换”可以理解有 4 层涵义。

一是, 指那些立足于点或均一表面 (在给定微观尺度上) 的基本物理定理、定律、概念, 直接用于以遥感像元尺度的面状信息 (多为非均一的) 时, 有个适应性问题。即随着尺度的变化, 原有的原理、规律可能有效, 也可能需要修正, 于是存在着尺度效应与尺度转换问题。李小文等 (1999) 提出并研究了这类问题^[6,8-10]。比如:

(1) 像元的漫反射性问题, 即像元内处处漫反射, 但像元未必为漫反射。假想一个遥感像元对应于地面一个 90° 谷地的顶部, 太阳与遥感器位于与谷的走向垂直的主平面上, 尽管两坡面均为朗伯反射面。但因入射光的方向及多次散射, 则在遥感器视场内两坡的亮度不一, 而亮、暗的面积比随观测角而变化。这个像元作为整体, 不再具有朗伯特性 (图 10.1)。

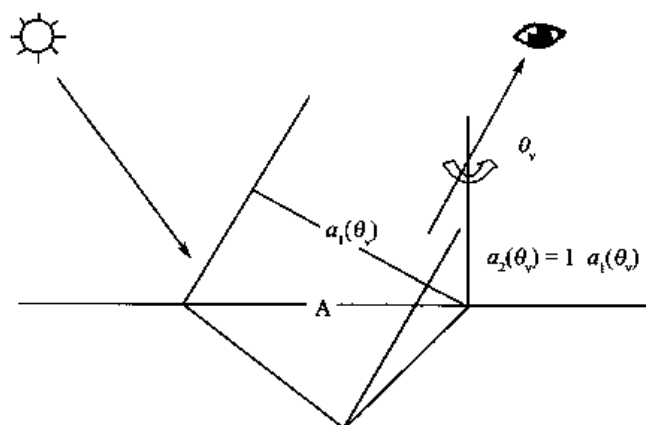


图 10.1 朗伯性的尺度效应^[8]

(A 为谷顶部, 一个像元大小)

Li-Strahler 几何光学模型本身也涉及到像元的漫反射问题。该模型在假定树冠表面与地面处处具有朗伯特特性的条件下,用四分量(承照植被、承照地面、阴影植被、阴影地面)向不同方向投影之差异,来解释由于地表的三维结构,导致像元内亮度的不均匀。因而,虽然像元尺度的微观部分具朗伯性(各向同性),但是像元作为一个整体是非朗伯特征(各向异性)^[8]。

(2) 赫姆霍兹(Helmholtz)互易原理是电磁学、光学的基本假设之一,是辐射传输理论的基石。但对于遥感像元而言,即使像元内每一点都满足互易原理,整个像元是否满足?李小文等人指出,事实上如果空间均匀的入照,由于像元内的多次散射形成空间不均一的反射,则像元作为一个整体,可以不满足所谓源与遥感器的互易原理,并给出了像元尺度上互易原理失效的条件^[9,10]。

(3) 普朗克(Planck)定律是现代物理学的基石之一。它的适用条件是对同温(T)的平面地面(给定温度的黑体表面),仅有发射率(ϵ_0)的空间变化时,可以认为是尺度不变(即热辐射各向同性)。因而长期以来,地表热辐射可表达为:

$$L_{\lambda} = \bar{\epsilon}_{\lambda} \cdot B_{\lambda}(\bar{T}) \quad (10.3)$$

其中, \bar{T} 为平均地温、 $\bar{\epsilon}_{\lambda}$ 为平均发射率。Planck 定律给热红外遥感带来极大的便利。但是遥感像元尺度上往往非同温,则 $\bar{\epsilon}_{\lambda}$ 和 \bar{T} 也就难以实际应用。更何况像元内除非同温外,还往往并非平面,而有一定的空间结构,那么像元内就存在着内部的反射与多次散射。李小文等^[6,8]认为假定像元内处处为黑体表面,满足 Planck 定律,像元作为一个整体可以不满足 Planck 定律所要求的条件,并导出了考虑空间结构、温差分布、材料发射率等的概念性模型,把 Planck 定律修正到像元的尺度(参见第 4 章有关内容)。

二是,常规地学手段对地表信息的采集多是以稀疏的地面观测点方式进行的,而遥感数据的采集是以面状“连续”像元方式记录。遥感数据(影像的反射值)是其空间位置的函数,是像元尺度上积分统计的结果。这种二维扩展的面状变量具有空间异质性(Spatial variation)。由离散观测的点数据来标定遥感像元面数据,再由遥感像元面数据扩展到“区域”甚至“全球”,是完全不同的空间尺度。这种不同尺度信息之间往往是非线性或不均匀的,两者链接中必然存在着空间扩展、数据转换、误差分析和是否具有“代表性”等一系列问题。

三是,对于每一种具体的遥感器来说,它多是以单空间分辨率方式采集地表数据,但是遥感可以多平台、多遥感器方式采集地面数据,它本身是多空间分辨率的。也就是说,遥感图像像元所对应的面状信息本身具有空间分辨率从小于 1 米到数千米的尺度。这些不同尺度的像元各表征不同的“量”,其空间异质性程度有明显差异。因而,某个尺度的特征、规律在另一尺度上不一定有效,需要验证与修正,建立像元尺度上的数学模型,包括地表的结构模型等;需要进行不同尺度信息间的尺度效应与转换研究;也需要有相关先验知识的补充和支持。

Leprieur 等(2000)对半干旱地区(尼日尔),运用不同尺度的 NOAA/AVHRR、SPOT 卫星观测数据,通过不同植被指数(NDVI、MSAVI、GEMI),来进行区域尺度上的植被变化监测和评估。研究表明^[11]:对于同一剖面,用 AVHRR 数据估计的覆盖度的变化范围为 0%~22%,而用 SPOT 数据估计的覆盖度的变化范围则为 0%~63%。可见,由于观测尺度不同,像元所对应目标的均匀度不同,研究结果会有较大差异,因

此研究工作应考虑植被指数、表面参数和观测尺度的结合。

四是,“尺度”问题除了上述的“空间域”的涵义外,还应包涵“时间域”的转换。遥感信息是瞬时信息,对于一些需要时间积分的参数,还应进行“时间扩展”。例如,热量平衡各分量的日总量,需要对比地面的气象站、生态站的热量平衡各分量时间过程数据的日积分值和遥感方法所获得的瞬时值,求出它们的转换系数^[12]。

地球时空信息的尺度效应研究,应根据应用需求确定不同的研究尺度和空间分辨率的信息源,着重研究不同尺度信息的空间异质性的特点,尺度变化对信息量、信息分析模型和信息处理结果的影响,并进行尺度转换的定量描述。

对尺度效应与尺度转换中空间异质性的研究,一般采用一是参数化法,即定义不同的参数来描述不同尺度地表特征的空间异质性,测量实际影像的空间结构。如空间自相关性指数^[13]、尺度方差(scale Variance)与变差图(variogram)^[14]、局部方差法(半方差)等地统计学法,纹理分析法、分形几何法、小波分析法、神经网络法等来测度实际影像的空间结构。其中变差图用于描述与测度相邻地物(空间样点)之间的空间相关性,可通过互不相关的地物类别之间的距离来定义。变差图分析被广泛应用于:①探测和描述遥感数据及地面数据的空间异质性^[15];②确定影像数据和地面数据的最佳采样点;③评估纹理分类中适合的窗口大小^[16]等。Woodcock 等从实际的数字影像计算了变差图,发现:①地面覆盖物的密度影响着变差图的高度;②物体的大小影响变差图的变程;③地面物体大小在空间分布上的差异影响着变差图的形状(也就是说,随异质性增加,变差图越平滑)。直方变差图及直方图分解的图谱法^[17]则是通过直方变差图的参数化——驻点、边界点等来描述空间不同尺度地表特征的空间关系、分布格局、破碎程度等。

光谱影像数据也是随时空位置变化而变化的随机变量,其空间异质性与地面景观、传感器参数相关。Paul 和 Philip (2000) 用参数化法来检测加拿大安大略省西北地区高空分辨率航空成像光谱图像的空间结构。通过计算沿着给定方向计算的半方差 γ 可以精确地描述它的空间异质性。在实验中,半方差作如下定义^[12]:

$$\gamma(h) = \frac{1}{2N(h)} \sum_{i=1}^{N(h)} [Z(x_i) - Z(x_i + h)]^2 \quad (10.4)$$

式中: h 是估算 γ 的延迟量(或像素间的距离),是一个矢量(既有方向又有大小); N 是采样点对(即空间点 x_i 和 $x_i + h$)的数目; $Z(x_i)$ 和 $Z(x_i + h)$ 分别是随机函数在空间采样点 x_i 和 $x_i + h$ 处的样本值。

实验表明,样本的空间异质性不仅决定了估计样本间空间异质性的精度,而且影响估算地表特征的精度。变差图法具有从多尺度异质性的影像上提取信息的能力。

3. 反演策略与方法

遥感的本质是获取遥感数据,并利用遥感数据重建地面模型,也就是反演的过程。而反演就必须研究模型,研究那些描述遥感数据与地学应用之间关系的遥感模型。地球表面是个非常复杂、开放的巨系统。人们对它的认识需要用多种参数加以描述,这种未知参数几乎是无穷的,而遥感数据总是有限的。要用遥感数据反演地表参数始终存在着反演策略与方法问题。传统的遥感地表参数反演都把观测的数据量(N)大于待反演的

模型参数量 (M) 作为反演的必要条件, 采用“最小二乘法”进行迭代计算。

各种遥感反演模型都要确定一些参数, 通过遥感手段获得起决定作用的关键参数。然而遥感信息的有限性、相关性和地表状况的复杂多变, 使得在遥感实践中往往只能得到少量观测数据, 却要估计复杂多变地表系统的当前状态。要真正满足 $N > M$ 是十分困难的, 有时几乎是不可能的。也就是说遥感反演的信息量通常是不足的, 互不相关的信息更少。因而遥感的许多反演问题本质上是“病态”的, 是“无定解”的问题。显然在遥感反演中, 先验知识的引入以及注意反演的策略与方法, 是至关重要的。

针对遥感模型反演的特点, 学者们对模型反演成功的要素进行总结。Goel 等提出 4 要素:

- (1) 模型参数 M 要小于或等于测量样本数 N , 对于非线性模型, 要求 $M \ll N$;
- (2) 模型本身必须是数学可反演的;
- (3) 模型灵敏度, 即指模型反演的抗噪声能力;
- (4) 利用其他参数的辅助信息。即用测量值或估计值固定一些非重要的参数。

李小文、王锦地 (1995) 采用排除法, 提出了模型成功反演的基本要素^[1]:

(1) 模型本身的特点, 即注意模型中部分参数以“同形态”出现以及参数的相关性。所谓参数以“同形态”出现, 指不是独立参数, 而是以函数组合的形式出现, 如 λR^2 只能作为一个参数来反演。

(2) 观测值的信息量和类型。由于测量数据本身含有噪音, 而且或多或少不完全独立, 成功反演的必要条件已不是数据的数量, 而是观测数据中的信息量至少大于等于待反演参数的信息量 (不确定性的减少)。也就是使测量数据包含的信息量尽可能多, 数据之间的相关性尽可能的小。增加信息量的方式可以有多种方式, 如对某些参数的值域加以限定, 或增加观测数量或利用先验知识等。

(3) 地面实况下观测值对地表未知参数 (反演参数) 的敏感性。当地面实况使一个或几个反演参数变得不敏感时, 这种不敏感参数的反演结果极不稳定, 可能会使反演失败。则需通过先验知识的积累, 事先对此有所了解, 对其可能的取值范围作出估计, 强行赋予它一个合理的值, 而不让不敏感参数参与反演。

在模型的反演中, 观测数据中噪声对反演结果的影响十分显著。如 Goel 和 Thompson (1984) 在反演 LAI 的模拟实验中, 用 25 个角度数据反演 Suits 模型的 6 个参数, 观测数据中 1% 的误差将导致 LAI 的反演误差为 75%; 反演 SAIL 模型的 7 个参数, 也产生类似情况^[18]。另外, 参数的敏感性对反演的作用也是不可忽视的。于是, 学者们提出了一些反演策略与技巧。如 Goel 等 (1987) 的重建式反演策略。李小文等 (1995、1996) 提出: ① 基于先验知识的积累解决地学反演无定解问题, 强调先验知识的合理利用, 可以大大提高反演的效果; ② 指出对未知参数不确定性的 (先验) 统计描述 (即对某些参数的值域加以限定) 和如何根据新的观测值对这种统计描述进行修正, 适用于对观测信息量不足、方程组无定解情况下的地学反演问题; ③ 提出“参数的不确定性和敏感矩阵”的概念 (Uncertainty & Sensitivity Matrix——USM), 用以描述各参数在每个采样方向上的敏感性。USM 把数据对参数的敏感性与参数先验知识的不确定性结合起来, 为数据集和参数集的分割提供分析判断依据; ④ 以此为基础制定了基于知识的多阶段反演策略。即在多阶段决策中, 先计算参数的 USM, 以确定最不确定的参

数作为首选反演参数（每次反演参数不超过4个，其余的参数可简单固定或忽略），在每个阶段反演中选用最敏感的观测数据，去反演最不确定的参数，并将前一阶段的反演结果作为后一阶段反演的先验知识，直至反演结果满意为止。USM概念的引入可将一个复杂的模型简化为若干个子模型，分阶段反演，以达到反演目的^[18,19]。

目前反演中采用的数学方法多为最小二乘法。即依据最小二乘法定义代价函数的形式为

$$F = \sum_i W_i [y_i - f(x_j)]^2 \quad (10.5)$$

式中： y_i 为观测数据； x_j 为模型参数； $f(x_j)$ 为由 x_j 得到的模型结果； W_i 为相应于第 i 个观测的权重。通过最小化 F 可得到参数 x_j 的值，在计算机领域属无约束最优化范畴。最小二乘法虽是高斯以来从大量数据中反演少量未知参数的成熟方法，但对无定解方程组最小二乘法并不合适。为了考虑参数物理边界的限制，李小文和 Strahler (1996) 提出 WSSEWP (weighted sum of square error with penalty) 非常类似于约束最优化方法中的外罚函数法。此外，神经网络法等也被应用^[19]。

4. 遥感模型与应用模型的链接

在遥感应用研究中，遥感所获得的大量数据，必须转换为有用的信息。这里的关键在于通过各种处理、各种模型运算，从海量遥感数据中提取或反演出“实用”的专题信息、特征指标和地表参数。为此，人们发展了大量的遥感模型。这些模型中有简单算术运算的指数提取模型，如归一化植被指数 NDVI 等；有运用数学、物理学的理论与算法，（如线性与非线性回归分析、因子分析、主成分分析、小波分析、Bayes 理论、分形、分数维理论等），发展较为复杂的遥感前向模型和地表参数反演模型，如各种地表二向反射模型、地表真实温度反演模型、大气纠正模型等；也有遥感与 GIS 结合的应用分析模型，如土壤侵蚀模型、作物估产模型等。

面对各种各样的遥感模型，对于实际应用领域来说，还存在着遥感模型与应用模型相互链接的问题。这是定量遥感实用化的关键。以遥感界应用最为广泛的 NDVI 为例，一方面人们根据不同的地域特征，经改造、修正的 NDVI 模型就不下数十种；另一方面，人们致力于研究 NDVI 与植被覆盖度、生物量、叶面积指数、叶绿素含量、农学参数（穗数、粒数、干粒重等）的相互关系，建立起两者间的相关分析模型以适应实际应用的需求。然而遥感参数 NDVI 与这些植被参数之间的关系并非简单的线性关系。如 LAI，由于随着 LAI 的增加植物叶子的红光反射减小，而近红外反射率增加，因而在植物生长的早、中期，NDVI 与 LAI 呈线性增长关系。但是，对于水平均匀植被而言，当 LAI 增加到一定程度（约大于3）时，两者间的线性关系开始变差，而当 LAI 达到7后，则趋于饱和，即 LAI 的增加，不再影响植被的反射特征。当然，这是一个非常粗略的概括，精确的定量描述还需考虑到太阳的角度、叶面积密度 (FAVD) 与叶倾角分布 (LAD) 的空间分布，并要有足够的样本数。Curran & Williamson (1986) 用遥感的比值植被指数估算草地的 LAI，发现要达到5%的估算精度和95%的置信度，至少需要142~293个样本，这对遥感是难以达到的。

再如：遥感通过热惯量法（裸地或植被稀疏情况下）或植物蒸腾法（植被覆盖

区)——作物缺水指数等方法反演土壤表面含水量。但由于植株(包括农作物)根系深扎(其根系层可达1m左右),“土壤表面水分”这一参数已意义不大,而实际应用中,特别是精准农业应用中,更需要植物根系层的土壤含水量以及植株(尤其是植冠层)含水量,并要求能及时监控以指导农业生产,确保节水丰产。遥感定量反演的遥感参数——土壤表面含水量与应用参数——土壤根系层含水量,遥感参数——植被冠层温度与应用参数——植株含水量之间的关系是十分复杂的。这里存在着遥感模型与各类应用模型的“链接”问题。它涉及到对遥感数据的理解、遥感的机理研究、遥感模型的精度、地学过程的理解,以及地表时空多变要素的反演等。

10.1.4 前向模型

二向性反射是自然界中物体表面的基本宏观现象。目前对它的建模研究已相当深入。这里我们以植被的二向性反射(BRDF)前向模型为例,加以说明。

1. 辐射传输模型(RT模型)

辐射传输模型的理论基础是辐射传输理论和冠层平均透射理论。即在植被冠层中任一高度上,总辐照度是由直接到达该高度的直接太阳辐射、天空散射辐射以及植被各组分(叶、茎、花等)所截获辐射的反射和透射部分的总和所组成。所谓冠层平均透射理论,即冠层的向上和向下透射相等,取其算术平均值作为平均冠层透射值。为了计算群体中辐射的空间分布,需确定群体中任一高度上的空隙率(即辐射通过群体时未被截获的概率)。它通常是通过植被组分的倾角分布函数来描述的。对于各种类型的水平均匀群体,只要已知各组分的倾角分布函数,即可计算出直接透入群体的辐照度。辐射传输理论的核心是辐射传输方程。它的一个基本假设是散射介质水平方向是均匀的,垂直方向上介质的密度、性质有变化。因而它把植被冠层近似分解为无限大的水平均匀的薄层,每一层中的植被单元可以当作小的吸收和散射体,以研究辐射在冠层薄层中或单元中的传输过程为基础,通过引入光学路径和散射相函数的概念,建立它们与群体结构参数间的物理联系,来求解辐射传输方程,推算辐射与冠层相互作用,由此解释辐射在冠层中的传输机理,并进而得到冠层及下垫面对入射辐射的吸收、透过和反射的方向、分布和光谱特性。在RT模型中,植被冠层构成及其基本光学特性的描述,如冠层厚度、冠层密度、叶面倾角/叶面方向及其分布、叶面积指数和冠层中各组成的基本散射特性等均为模型所采用的参量^[1]。

RT模型的优点在于,能考虑多次散射作用,对均匀植被尤其在红外和微波波段较重要;其缺点是复杂的三维空间微分方程即使对均匀植被,通常也只能得到数值解,很难建立起植被结构与BRDF之间明晰的解析表达式^[1]。由于RT方程不考虑植被组分的尺寸大小和它们之间的距离以及各组分的非随机的空间分布,因此它仅适用于植被组分与群体密度相比很小的群体(如作物群体),以及稠密、水平均匀的群体。也就是说,它适用于连续植被冠层的反射状况,如垄状特征不明显的作物或处于生长期的作物、大面积生长茂盛的草地等,而对复杂的不连续的植被冠层,如森林等是不适用的。应该说,在遥感像元尺度上,地球陆地表面大量呈现出非均匀的复杂结构,且以表面散射为

主, 这是用辐射传输理论难以合理解释的^[1,20]。

典型的 RT 模型有 Suits (1972)、SAIL (Verhoef, 1984)、Nilson-Kuusk (1989)、Hapke (1981) 等模型。其中 SAIL (1984) 模型^[21]共有 7 个参数, 其中 3 个结构参数——叶面积指数 LAI、描述叶倾角分布的两个参数 u 和 V ; 4 个组分光谱参数——叶片反射率 ρ 、叶片透过率 τ 、土壤(背景)反射率 ρ_s 、天空散射光在总入射光中的比例 SKYL。SAIL 模型较好的反映了水平均匀植被的叶面积指数 (LAI) 与叶倾角分布 (LAD) 对 BRDF 变化趋势的影响, 但它没考虑热点效应及叶片的镜面反射的影响^[22]。而 Nilson-Kuusk (1989) 模型, 通过考虑群体“热斑”效应和镜面反射的影响, 使 RT 方程进一步完善。他们把群体的 BRDF, 分为植冠的一次散射(散射与镜面反射)、土壤的一次散射、群体和土壤的多次散射三部分, 分别进行计算。

2. 几何光学模型 (GO 模型)

几何光学模型把几何光学理论与模型引入到植被的 BRDF 研究中。它主要考虑地物的宏观几何结构, 把地面目标假定为具有已知几何形状和光学性质、按一定方式排列的几何体。通过分析这些几何体对光线的截获和遮阴及地表面的反射来确定植冠的方向反射。因此, GO 模型首先要解决的是植被几何结构和空间分布模型化, 如几何结构可以用结构参数(株密度、树冠大小、高度等)来表达; 其次要解决的是利用几何光学理论来计算植被的方向反射函数。

几何光学模型基于“景合成模型”, 即在观测视场内, 分为阳光承照面与阴影两个基本部分。它们又可以进一步分解为承照植被、承照地面、阴影植被、阴影地面 4 个分量。这 4 个分量是随着太阳角与观察角的变化而变化, 而观测结果则是这 4 个分量亮度的面积加权和。

GO 模型适于森林等不连续植被冠层的反射状况。最具代表性的模型为 Li-Strahler GOMS 模型^[23,24]。该模型把树冠当作椭球体, 共有 8 个参数, 其中 4 个结构参数 nR^2 、 b/R 、 h/b 、 $\Delta h/b$, 和 4 个光谱组分参数 G 、 C 、 Z 、 T 。其中 n 表单位面积内树冠的数目、 R 为椭球的水平半径、 b 为垂直半径、 h 为球心离地表的距离、 Δh 为树冠中心高度均匀分布时最高值与最低值之差。结构参数: nR^2 反映垂直方向上树冠覆盖度; b/R 为树冠形态参数, 主要影响非天顶方向观察的覆盖度; h/b 为树冠离地高度参数, 主要影响地面反射对热点贡献的宽度; $\Delta h/b$ 为树冠高度分布离散程度, 主要影响 BRDF 碗边效应的形状。光谱参数 G 、 C 、 Z 、 T 分别为给定入照条件下地面、树冠和阴影地面、阴影树冠的亮度。GOMS 模型表示为

$$\text{BRDF} = \frac{\int_A R(s) \cdot \langle r, s \rangle \cdot I_i(s) \cdot \langle i, s \rangle \cdot I_r(s) ds}{A \cdot \cos \theta_r \cos \theta_i} \quad (10.6)$$

式中: ds 是地表或树冠表面的面积元; $R(s)$ 是该面积元(假设是朗伯表面)的反射率; $\langle i, s \rangle$ 和 $\langle r, s \rangle$ 分别是 ds 的法矢量与入射及观察的方向矢量夹角的余弦; $I_i(s)$ 表示 ds 受阳光直照与否的指数, 数值为 1 (受直照) 或 0; 相应地, $I_r(s)$ 是 ds 是否直接在观察者视场内的指数, 为 1 (直接可见) 或 0; A 是视场 (FOV) 在水平地面的投影。

在上式, 假定 $R(s)$ 只有两种不同的值: 地面和树冠的反射, 加上考虑天空光和多次散射, 则很容易得到传感器接收的信号为 4 个分量的面积加权和:

$$S = K_g \cdot G + K_c \cdot C + K_z \cdot Z + K_t \cdot T \quad (10.7)$$

式中: K_g 是视场 A 内地面受阳光承照部分的面积与 A 之比; K_c 是视场 A 内树冠承照表面的投影面积比; K_z 和 K_t 分别是视场内阴影中地面和树冠与 A 之面积比; G 、 C 、 Z 、 T 分别是承照地面、承照树冠、阴影地面、阴影树冠这 4 个分量。

在给定日照条件下的实际亮度。

公式 (10.7) 中, 若已知各波段的 G 、 C 、 Z 、 T 和相应 S (探测器所接收的信号), 则通过解线性方程组不难得到 K_g 、 K_c 、 K_z 、 K_t 。这里 G 、 C 、 Z 、 T 被当作已知值或测量值。但实际应用中, 以 C 为例, 人们希望可以把 C 与叶面反射率 ρ 、叶面积指数 LAI、天空光等联系起来。于是人们进一步研究 G 、 C 、 Z 、 T 的参数化问题^[1]。

Li-Strahler GOMS 模型有几个基本假设: ① 植物体 (针叶林或稀疏森林) 随机分布; ② 像元中树木密度服从泊松分布; ③ 锥体、椭球体的高度和基底半径服从固定均值、方差和变异系数的对数正态分布; ④ 锥体本身为半透明体, 辐射透过时呈指数衰减等, “四分量”的权重系数可按几何光学原理和平均透射理论计算得出。它的特点在于: 通过植被的结构和人射角、观察角, 根据概率几何学可以解决树冠阴影随机分布时 K_g 的计算; 并找出了影响较稀疏植被 BRDF 的关键因素——照明阴影、观察“阴影”和“重叠函数”, 和影响较密闭离散植被 BRDF 的关键因素——树冠承照表面沿高度分布及其被观察到的概率, 以及两者之间的关系^[1]。

几何光学模型由于抓住了地物散射与大气散射的主要差别, 有简单明晰的优点, 适用于处理不连续植被 (如灌木林、稀疏森林, 针叶林, 果园) 及粗糙地表等 RT 模型难以适用的地物。其不足之处在于迄今尚未考虑多次散射对构成“阴影区”地物反射强度的影响, 也不考虑植被-土壤系统的非朗伯辐射特性, 以及对群体结构假设的局限性等, 使其计算精度受到影响。尤其是在低太阳高度角 (小于 30°) 时结果偏低, 误差较大^[25], 因而在植被趋于连续、阴影区与非阴影区反差较小时, 不及加入几何光学修正的 RT 模型严密^[1]。

3. 几何光学-辐射传输混合模型 (GORT 混合模型)

如前所述, GO 模型和 RT 模型分别在不同尺度上具有各自的优势, 但又有各自的不足。李小文等 (1995) 进一步提出了几何光学-辐射传输 (GORT) 混合模型, 即利用 GO 模型在解释阴影投影面积和地物表面空间相关性上的基本优势, 同时引入 RT 模型在解释均匀介质中多次散射上的优势, 分两个层次来建立承照面与阴影区反射强度的 RT 模型。在 GORT 模型中, 群体仍像 GO 模型那样被处理成具有一定几何形状 (特定水平、垂直半径和中心高度) 和空间分布特征 (在一定范围内呈椭圆形的随机分布) 的植株的集合, 植株的每一组分又类似于 RT 模型, 被认为是光学性质已知的吸收和散射体, 同时还考虑群体的多次散射作用。联系两者的关键是间隙率模型 (Li-Strahler, 1988)。间隙率模型可以简述如下^[1]:

$$P_{\text{gap}} = P_0 + \sum_{i=1}^{\infty} P(i) e^{-\tau_i} \quad (10.8)$$

式中： $P(i)$ 是从给定方向光线穿越 i 个树冠的概率，是由树冠的宏观大小和分布确定的统计量； S_i 是光线穿越树冠的平均路径， τ 是由树冠内部构造（如树叶大小、密度）等决定的衰减常数。GORT 混合模型是通用模型，它既适用于稀疏群体，也适用于密闭群体。将它用于不同太阳高度时，对森林反照率和 BRDF 的计算，获得了较好的结果。

4. 计算机模拟模型

上述的三种模型在处理植被结构时大都不考虑植被各组分的尺寸大小、各组间距离以及它们非随机的空间分布特性。对于自然植被来说，这显然是不真实的。如传统的 RT 方法植被已被微体积元切割混合成一团“均匀介质”，这种切割的不合理性在计算机模拟中非常直观。计算机模拟模型可以比上述模型更灵活、更详细、更真实的处理上述非均匀群体问题。于是计算机模拟模型较早开始了从纯蒙特卡洛法向“结构真实模型”的发展^[1]。

蒙特卡洛 (Monte Carlo) 法是在为所研究的物理过程构造一些概率模型的基础上进行随机模拟和统计试验，通过估算这些模型的近似解的数值方法。“结构真实模型”可看成由两大部分组成，一是逼真植被结构的产生；二是模拟光与植被的相互作用。模型基于计算机图形学产生植被的真实结构，并利用光子追踪法或辐射通量法来计算植被的反射。计算机模拟模型，除了逼真模拟植被结构外，一定程度上还可作为验证其他模型的工具。

以上介绍了几类植被 BRDF 模型。研究 BRDF 前向模型的目的在于，能通过“精确”的 BRDF 来估算地表参数（如反照率 α ，反射率 ρ 等）和地表几何特征（如植被结构参数——LAI、LAD 等），也就是模型的反演问题。

10.1.5 遥感地表参数反演

遥感应用的本质是通过遥感原始观测数据来“反演”地表有价值的信息。它涉及到一系列地表时空多要素的反演，如地表温度（参见第 4 章有关内容）、植物叶面积指数、叶绿素含量、生物量（参见第 12 章有关内容）、地表反照率、地表土壤水分含量（参见第 14 章有关内容）等等。这里我们以地表方向反射 BRDF 的反演与植物结构参数反演为例，加以说明。

1. 方向反射 BRDF 的反演

1) Ambrals 核驱动的地表二向反射半经验模型

Ambrals 算法的理论基础是核驱动的线性模型，该模型用有一定物理意义的核的线性组合来的拟合（描述）地表的二向性反射特征。Ambrals 模型将混合像元的反射率模拟为“体散射 + 面散射 + 各向同性项”的和。即在异质地面覆盖的一个像元里，模型参数变为各向均匀散射（各向同性）、体散射、几何光学散射（景观阴影）等成分（项）权重的结合^[4,26]。

核驱动模型可用下式表示^[4]：

$$R(\theta_i, \theta_v, \varphi) = f_{iso} + f_{geo}K_{geo}(\theta_i, \theta_v, \varphi) + f_{vol}K_{vol}(\theta_i, \theta_v, \varphi) \quad (10.9)$$

式中： R 为二向反射率； K_{geo} 为几何光学核； K_{vol} 为体散射核，都是光线入射角 (θ_i) 和观察角 (θ_v) 的函数； φ 为相对方位角； f_{iso} 、 f_{geo} 、 f_{vol} 为常系数，分别表示各向均匀散射、几何光学散射、体散射在这三部分中所占的比例 (权重)。

Ambrals 算法通过线性回归，反演出拟合观测数据最优的 f_{iso} 、 f_{geo} 、 f_{vol} ，然后通过核的外推，可求出任意光线入射角和观察角的二向反射。

地表反照率 (Albedo) 被定义为地表向各个方向反射的全部光通量与总入射光通量之比。有了二向反射函数 BRDF，对应一定光线入射方向，把观测方向 BRDF 进行半球空间的积分，就得所谓的“直入扇出反照率”即方向-半球反射率。

天空晴朗无云时，直入扇出反照率可近似地表的真实反照率。若把直入扇出反照率在光线入射方向进行半球空间积分，则得“扇入扇出反照率”，又称双半球反照率。阴天或天空光均匀时，地表的反照率可近似用扇入扇出反照率来描述。

Ambrals 模型计算反照率时，因为核是与待反演参数无关的函数，核的积分可预先求出，只要把核的积分以 f_{iso} 、 f_{geo} 、 f_{vol} 为权重相加，就得到相应的直入扇出或扇入扇出反照率。

Ambrals 模型提供两个核函数：体散射核 (Ross-Thin、Ross-Thick) 与几何光学核 (Li-Sparse、Li-Dense)。体散射核描述水平均匀植被的各向异性散射。其中，Ross 厚核 (Ross-Thick) 由 Roujean 等 (1992) 描述为^[3]

$$K_{thick} = \frac{(\pi/2 - \zeta)\cos\zeta + \sin\zeta}{\cos\theta_i + \cos\theta_v} - \frac{\pi}{4} \quad (10.10)$$

式中： θ_i 和 θ_v 分别为光照天顶角和观测天顶角； φ 为上述两个角度的相对方位角； ζ 为散射相角， $\cos\zeta = \cos\theta_i\cos\theta_v + \sin\theta_i\sin\theta_v\cos\varphi$ 。

根据小叶面指数近似简化 Ross 方程得到 Ross 薄核 (Ross-Thin)：

$$K_{thin} = \frac{(\pi/2 - \zeta) \cdot \cos\zeta + \sin\zeta}{\cos\theta_i \cdot \cos\theta_v} - \frac{\pi}{2} \quad (10.11)$$

几何光学核 (即面散射核) 描述从观测方向上地物三维结构及其相互投射阴影等作用产生的几何光学散射。由李小文和 Strahler 描述的几何光学核模拟法得到，此法把地表看成被随机投影物 (如树冠) 覆盖，投影物类似球体。从半球观测植冠和背景，BRDF 被模拟为太阳光照射面和阴影面相对面积的函数。Li 稀疏核 (Li-Sparse) 为

$$K_{sparse} = 0(\theta_i, \theta_r, \varphi) - \sec\theta'_i - \sec\theta'_v + \frac{1}{2}(1 + \cos\zeta)\sec\theta'_v\sec\theta'_i \quad (10.12)$$

其中：

$$0 = \frac{1}{\pi}(t - \sin t \cdot \cos t)(\sec\theta'_i + \sec\theta'_v)$$

$$\cos t = \frac{h}{b} \frac{\sqrt{D^2(\tan\theta'_i \tan\theta'_v \sin\varphi)^2}}{\sec\theta'_i + \sec\theta'_v}$$

$$D = \sqrt{\tan^2\theta'_i + \tan^2\theta'_v - 2\tan\theta'_i \tan\theta'_v \cos\varphi}$$

$$\cos\zeta' = \cos\theta'_i \cos\theta'_v + \sin\theta'_i \sin\theta'_v \cos\varphi$$

$$\theta'_i = \tan^{-1}\left(\frac{b}{r} \tan \theta_i\right) \quad \theta'_v = \tan^{-1}\left(\frac{b}{r} \tan \theta_v\right)$$

式中: b 为球体垂直半径 (代表植冠的垂直半径); r 为球体水平半径 (代表植冠的水平半径); h 为球心高度 (代表植被高度)。

模式中用两个参数来描述植冠形状和相对高度。

$$C_1 = C\lambda\pi r^2, \quad C_2 = C$$

C 为光照表面照度; λ 为球体数密度。 C 依赖于太阳天顶角, 近似为 $C = \cos \theta_i$ 。
Li-密集核为

$$K_{\text{dense}} = \frac{(1 + \cos \zeta') \cdot \sec \theta'_i}{\sec \theta'_i + \sec \theta'_v - 0(\theta'_i, \theta'_v)} - 2 \quad (10.13)$$

$$C_1 = \frac{C}{2}(1 - x); \quad C_2 = C + (G - C)x$$

对 Li-稀疏核用球形地表面来固定, 每个参数 ($b/R=1$, $h/b=2$), 被用于稀少植被覆盖, 显示灌木区、林地的几何光学投影效应, 也适用于粗糙表面如耕地; 而对 Li-密集核用椭圆形固定 ($b/R=2.5$, $h/b=2$) 被用于发生在针叶林和其他高植被覆盖区的三维相互投影效应。

表 10.1 半经验权重公式

核 组 合	权 重 公 式
Ross-Thin + Li-Sparse	$f_{\text{iso}} = aC + (1-a) \left(\frac{SLAI}{3} + \rho_s \right) \Gamma$ $f_{\text{geo}} = aC\lambda\pi r^2 \Gamma$ $f_{\text{vol}} = (1-a) \frac{2S \cdot LAI}{3\pi}$
Ross-Thick + Li-Sparse	$f_{\text{iso}} = aC + (1-a) \left[\frac{S}{3} + e^{-LAI \cdot B} \left(\rho_s - \frac{S}{3} \right) \right] \Gamma$ $f_{\text{geo}} = aC\lambda\pi r^2 \Gamma$ $f_{\text{vol}} = (1-a) \frac{4S}{3\pi} (1 - e^{-LAI \cdot B})$
Ross-Thin + Li-Dense	$f_{\text{iso}} = aC + (1-a) \left(\frac{S \cdot LAI}{3} + \rho_s \right) \Gamma$ $f_{\text{geo}} = a \frac{C}{2} \Gamma$ $f_{\text{vol}} = (1-a) \frac{2S \cdot LAI}{3\pi}$
Ross-Thick + Li-Dense	$f_{\text{iso}} = aC + (1-a) \left[\frac{S}{3} + e^{-LAI \cdot B} \left(\rho_s - \frac{S}{3} \right) \right] \Gamma$ $f_{\text{geo}} = a \frac{C}{2} \Gamma$ $f_{\text{vol}} = (1-a) \frac{4S}{3\pi} (1 - e^{-LAI \cdot B})$

注: 式中, S 为叶面反照率 (等于叶面透射比); ρ_s 为土壤或下层地表反射率; LAI 为叶面指数; B 为观测天顶角和光照天顶角正切的平均。Ambrals 核驱动半经验模型中, 权重 f 的估计值由二向反射率反演获得。

核函数仅依赖于观测和光照的几何关系。对于不同类型的表面,需选择不同的核组合(表 10.1)。大量验证发现, Ross-Thick 与 Li-Sparse 核组合对实测数据的拟合能力最佳^[1]。其中, RossThick 适于描述稠密水平均匀植被、叶倾角球型分布的情况,它刻画了“浅碗状”的方向反射; Li-Sparse 为几何光学核,描述稀疏分布不均匀的树冠或其他不透明几何体,它刻画了“丘状”的方向反射、热点在后向散射方向^[27]。

模型用“最小二乘法”选择最佳“核”,选核的依据是最终的均方根误差(RMSE)最小。若 RMSE 超过门限值或角度采样太少或采样覆盖范围太小,则需要有附加参数来限制反演。附加参数包括以前反演的 BRDF、土地覆盖类型、地形图等^[1]。

Ambrals 模型的优点:

(1) 简捷,该模型仅用 3 个参数,只解线性方程组,故简便、高速,且数据拟合能力强,适用于大范围全球尺度的反演;

(2) 具有线性空间扩展性。模型中的几何光学核与体散射核都有一定物理意义,使外推模型到无观测值的方向时,可解释和控制外推结果^[27];模型用线性关系来描述其空间尺度,即用各个核组分比例来处理不同的空间尺度问题,因此能够适用于各种空间尺度的数据^[10]。

(3) 一般仅需多角度采样数据,不必附加先验知识,并与野外测量数据有较好的拟合。但对观测值太少或数据中噪声太大时,线性回归结果不稳定。因此在核选择中需要利用附加信息、先验知识加以改善^[27]。

正因为 Ambrals 模型较好地描述了观测 BRDF,则 EOS/MODIS 的 BRDF/Albedo 产品,主要选用了 Ambrals 模型。Li-Sparse 核拟合能力虽强,但当外推到大的天顶角时,可能出现负反射率。为了解决此问题,又提出了新的几何光学核——李氏过渡核(Li-Transit),即对于小的天顶角,用 Li-Sparse 核;当天顶角大时,自动过渡到 Li-Dense 核,且拟合能力强, Li-Transit 核表示为^[28,29]

$$K_{\text{Transit}} = \begin{cases} K_{\text{Sparse}} \\ K_{\text{Dense}} = \frac{2}{B} K_{\text{Sparse}} \end{cases} \quad \text{若 } B(\theta_i, \theta_r, \varphi) \leq 2 \quad (10.14)$$

试验证明,改进后的 Li-Transit 核具有原 Li-Sparse 核相当的数据拟合能力,外推能力却优于 Li-Sparse 核。

图 10.2 显示对内蒙古研究区 TM 图像经 Ambrals 模型反演结果的 3 个参数图。模

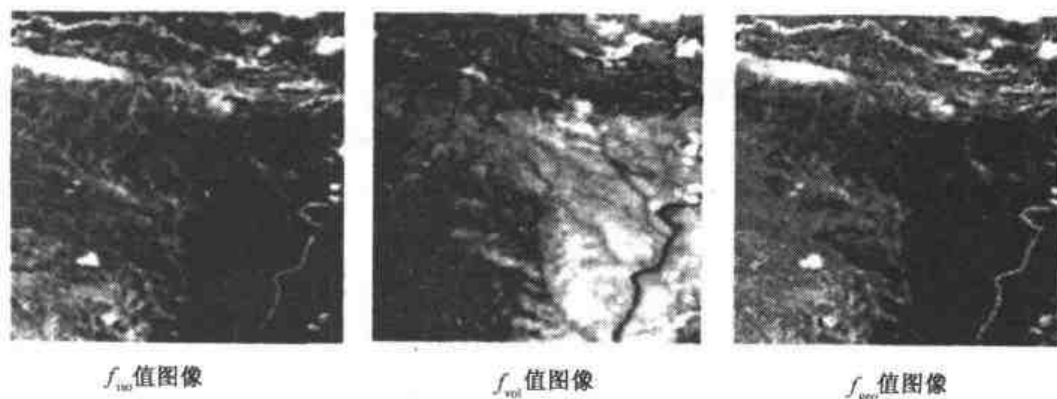


图 10.2 Ambrals 模型反演结果图^[30]

型反演中选用了 Ross-Thick (体散射核) - LiSparse (面散射核) 的核函数组合, 调整植被冠层的形态, 通过线性回归, 反演出拟合观测数据最优的 f_{iso} 、 f_{vol} 、 f_{geo} , 然后通过核的外推求出任意光线入射角和观测角的二向反射, 得各种地类的 3 个参数图和多个角度图像^[30]。

2) Rahman 模型

Rahman 的地表二向反射模型是一个半经验模型。它通过 ρ_0 、 k 、 h 3 个参数来描述特定地表的二向反射。它无须对地表性质与结构作严格的限制性假设, 与地表的复杂组成无关, 而仅与 3 个参数有关。

这 3 个经验参数虽无明确的物理意义, 也不能直接测量, 但都有自身的涵义, 且可以通过不同角度的观测值求得。 ρ_0 表征地表覆盖的反射辐射强度, 它与角度变化无关, 而与具体地物或植被指数有关; k 是描述地物结构的参数, 它表征地表各向异性的程度; h 描述地物的前向散射与后向散射特性, 是相位函数的不对称因子。这 3 个参数可以用于识别不同表面二向反射的差异。

模型被表示为^[2]

$$\rho_s(\theta_1, \theta_2, \varphi) = \rho_0 \frac{\cos^{k-1}\theta_1 \cos^{k-1}\theta_2}{(\cos\theta_1 + \cos\theta_2)^{1-k}} F(g) [1 + R(G)] \quad (10.15)$$

式中: ρ_s 为 θ_1 、 θ_2 、 φ 观测条件下地面的反射率; ρ_0 、 k 、 h 为地表经验参数。

为了提高模型在表现 3 维方向反射率不均匀性的灵敏度, 引入 $F(g)$ 函数以调整前向、后向散射的总贡献, 可表示为

$$F(g) = \frac{1 - h^2}{[1 + h^2 - 2h \cos(\pi - g)]^{1.5}} \quad (10.16)$$

式中相角为 g :

$$\cos g = \cos\theta_1 \cos\theta_2 + \sin\theta_1 \sin\theta_2 \cos(\varphi)$$

热点效应表示为

$$1 + R(G) = \frac{1 - \rho_0}{1 + G} + 1,$$

式中几何因子 G 为

$$G = [\tan^2\theta_1 + \tan^2\theta_2 - 2\tan\theta_1 \tan\theta_2 \cos(\varphi)]^{\frac{1}{2}}$$

不同观测角度的遥感数据反映了辐射传输过程的差异, 需要通过多次观测值对数学模型反演来获得所需的参数。假定

$$Z = f(x_1 x_2 \cdots x_n, y_1 y_2 \cdots y_m)$$

Z 代表观测值, y_j ($j = 1 \cdots m$) 描述地表物理特性, x_i ($i = 1 \cdots n$) 描述观测条件;

对于多次观测 M (M 为观测次数):

$$\begin{aligned} Z_1 &= f(x_{11} x_{12} \cdots x_{1n}, y_{11} y_{12} \cdots y_{1m}) \\ Z_2 &= f(x_{21} x_{22} \cdots x_{2n}, y_{21} y_{22} \cdots y_{2m}) \\ &\vdots \end{aligned}$$

$$Z_M = f(x_{M1} x_{M2} \cdots x_{Mn}, y_{M1} y_{M2} \cdots y_{Mm})$$

为了求解方程，必须要满足以下条件：

(1) 目标在观测期间不允许有明显变化，也就是说要求函数形式 f 与参数 y_j 的值在整个观测期间不允许有明显变化；

(2) 独立变量 x_i 对不同的观测必须有明显的变化；

(3) 对不同的观测条件 x_i 观测次数 M 要大于反演参数 m ，否则反演不可信。

模型反演是一个反复迭代寻求目标函数最优值的过程^[9]，即反演中求算参数使观测值与模型反演值之间的误差平方和 (RMSE) 最小。

图 10.3 显示内蒙古研究区天顶方向的 TM 图像以及经 Rahman 模型反演结果的 ρ_0 、 k 、 h 3 个参数图^[31]。有了各种地表类型每个像元的 3 参数 ρ_0 、 k 、 h ，代入 Rahman 地表二向反射模型，则可得方向反射率和角度图像。

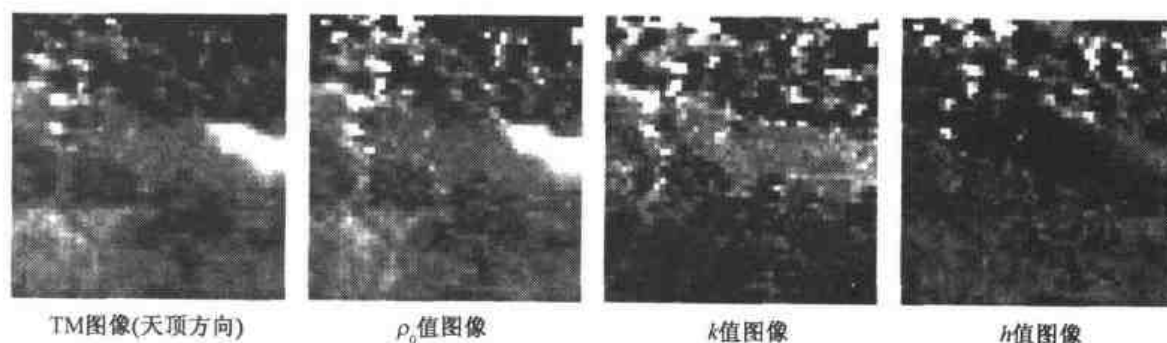


图 10.3 Rahman 模型反演结果图^[31]

2. 植被结构参数反演^[1]

从遥感机理研究和植被结构考虑，可将植被分为连续植被和不连续植被两类。前者通常假设植被组分是水平均匀的，可用 LAI 来表征；后者最明显的特点是植被间有空隙，部分阳光通过植株间隙直射到地面，且植株有明显的承照面和阴影。连续与不连续植被间并无严格的界限，但在研究方法上却是不同的。

植被结构参数，包括了各种描述植物形状、大小、几何特征的参数，其中用得最多的是，叶面积指数 LAI 和叶倾角分布 LAD 等。

- 叶面积指数 (LAI) 是指单位面积地表上方植物叶 (单面) 面积总和，为一无量纲值。若植物的茎、枝、花、果等组分的总面积也包括在内，则为全植物面积指数 (TPAI)。即植被组分的面积 (单面) 与植物所荫蔽地表面积之比。

- 叶面积体密度 (FAVD) 是指冠层中单位体积内叶面积的总和，单位为 m^{-1} 。

- 叶倾角分布 (LAD)，可用一个密度分布函数 $f(\theta_L, \varphi_L)$ 表征，其中 θ_L 、 φ_L 分别为叶的倾角和方位角。LAD 可分为 6 种类型：喜平型、喜直型、喜斜型、极端型、均匀型、球分布型。Goel 和 strebel (1984) 曾给出这 6 种分布相应的“普适” β 函数分布的两个参数 (u 、 r) 的值。

我们知道，辐射与植被冠层的相互作用具有明显的方向性，其方向信息中既包含了

植被本身的光谱特征,又包含了植被结构特征。则植被的结构参数直接影响到植被的二向反射特征,如 LAD 对植被反射的影响可简单概括为它确定了沿入照方向和观测方向叶片的不同投影面积;当叶片镜面反射较强时,也确定了整个植被镜面反射分量的强度、方向和宽度^[1]。而 LAI 的大小更是直接影响到入射光的吸收、反射、散射等特征。显然要想提高植被二向反射研究的精度(包括前向模型和反演模型),就必须进行植物结构的参数化研究。

对于植被结构参数,一种是通过直接或间接的测量方法获得,如便携式叶面积指数测定仪(LICOR LAI-2000),可自动测量、自动记录测量结果;另一种是通过模型反演,如对均匀植被冠层,基于平均冠层透射理论,从冠层内的透过率来反演 LAI、LAD(Norman 等,1978),或通过测冠层中空隙率来推算 LAI(Lang, 1989)。

王锦地等^[1]根据计算机断层扫描成像原理,采用地面摄影/摄像方法获取树冠的多角度观测数据,应用图像重建算法重构树冠几何形状,再对冠层内叶面积密度进行估值,并进而推算整个树冠的叶面积体密度(FAVD)的分布和 LAI。

通过大量的测量计算,可以建立起对于不同农作物类型、不同生长期、冠层叶倾角分布函数 LAD 等植物结构参数的先验知识库。而利用卫星遥感数据进行区域尺度的 LAI 研究,可采用两种途径。

(1) 用 NDVI 及平均叶角等参数进行计算,这方法虽简单,但需平均叶角或叶角分布数据;

(2) 用二向反射率分布函数 BRDF 进行反演,这需要多角度遥感数据。

张仁华等^[32]针对获取 LAI 的相对区域分布信息,根据实践提出了一个简单的经验方法。即

$$\begin{aligned} \text{NDVI} &= A[1 - B \times \exp(-C \times \text{LAI})] \\ \text{LAI} &= \frac{\ln[(1 - \text{NDVI}/A)/B]}{C} \end{aligned} \quad (10.17)$$

式中: A、B、C 为实验常数, A、B 通常接近 1,而小麦叶角为球形分布, C 通常为 0.5。

人们也可以采用分形技术和 L-systems 方法来模拟真实自然植被,通过若干关键参数对植被结构进行参数化,并建立植被真实结构知识库,为遥感模型反演提供先验知识。

10.1.6 先验知识在遥感定量反演中的应用

遥感成像过程受到多方面随机变化因素的影响,包括成像中的随机因素以及成像对象的复杂性、不确定性等,因此遥感数据在很大程度上是一种随机变量。它是地学规律复杂性、不确定性、相关性的综合反映。

目前对遥感数据的处理与应用多是基于数理统计理论,建立一些参数化或非参数化的统计分析模型。如贝叶斯(Bayes)最大似然法分类模型,其前提条件是假设各类别在特征空间上的密度分布服从高斯密度分布(GDD),即参数化概率密度分布单峰形式,只有一个极大值。但实际的复杂概率密度分布可能包含多峰形式,如水体可能因深

浅、浑浊程度、表面波浪状况等因素的差异,其概率密度分布呈多峰状;另外,不同类别的地物在特征空间中的分布也可能存在重叠或相互交错等。当然也可以避开高斯密度分布的假设,在非参数统计分析模型中,根据样本模式来估计密度分布函数或直接求算决策函数,如最邻近法等。但这往往需要从大量的样本数据中估计概率分布,易受到干扰噪声影响,且计算量大,难以获得最优解^[33]。

可见,面对如此复杂的地面系统,以及地球表面时空多变要素的相互关联性,要描述其特征和分布规律仅用简单的数理统计方法或一般的参数模型是难以表达的,必须要有先验知识的介入。

在地球物理与大气模型反演中,先验知识的介入已有了较成熟的经验。如在大气温度和水汽垂直廓线的反演中,充分利用了长期积累的先验知识,因而可以从气象卫星云图和气象台站的有限观测值中推算(反演)大气温度、水汽含量等变化大且不确定性强的参数。地表遥感反演中先验知识的介入,尚有一系列的问题有待研究。

1. 先验知识的涵义与表达

在遥感模型反演中,先验知识可分为两类^[5]:一是对模型参数的物理限制,称为“硬边界”,即按各参数的物理意义决定其取值范围,在数学中可表示为约束条件,如反照率只能在0~1之间取值、叶片大小只能是正值等;二是对研究对象的观测数据的积累,称为“软边界”的先验知识,其不确定性较大,如气象、水文、DEM、植被、土壤、土地利用、社会经济等非遥感信息(地学辅助信息),以及先期的遥感知识积累,如各种室内、野外地物波谱测量数据、不同地类的BRDF测量值、NDVI等,还有对研究对象的了解及专家经验等。人们可以根据不同研究对象及地面实况等,选择不同类型模型和不同参数,并根据具体地面目标,确定模型参数的物理边界(取值范围)。

对不同的先验知识表达方式不同,有的可以直接用数学符号形式表达;有的则以逻辑形式表达,如“if...then...”等,以对遥感数据的统计处理结果进行知识层的确认和纠正;至于参数的不确定性和相关性、模型及测量数据的误差可用概率分布(又称先验分布)来描述。即按Bayes反演理论,其基本假定是把参数看作一个有一定概率分布的随机变量,先验知识由参数的概率分布函数(JPDF)表示,若用多维高斯分布来近似,则先验分布函数(先验知识)可用参数的平均值和方差、协方差矩阵等统计特征来描述^[34]。

2. 先验知识在反演中的作用^[5,35]

(1) 判断反演结果的置信度。即反演结果与先验知识库的参数比较,以衡量反演结果是否可信。

(2) 检测及平滑噪声。检验数据质量,可根据参数的先验知识得出每个观测方向的数据的先验最大概率估计(先验估计值),以及实际数据与先验估计值的马氏距离

$$D = |r - r_0| / \sigma \quad (10.18)$$

式中: r 为实际数值; r_0 为先验估计值, σ 为先验分布的标准差。 D 越大,说明先验分布中出现该数据值的概率越小,则数据噪声较大,具有较小的置信度^[13]。噪声的参数若删除,数据量减少,也影响反演结果。可用先验知识来平滑噪声,恢复数据,即求

出特定采样条件的先验参考数据,研究它与观测值之间的关系;再把判断为误差大的数据与相同采样条件的先验参考数据作平均,则可达到平滑噪声的目的,这也可理解为在原数据集中添加先验参考数据。

(3) 采样数据不足情况下获得合理结果。用添加模拟数据的方法来引入先验知识,即可利用线性回归的成熟算法,来实现贝叶斯最大似然解估计^[5],也可通过计算机图形法模拟真实自然植被,作为先验知识引入模型反演中等等。

§ 10.2 混合像元分解

10.2.1 概 念

遥感器所获取的地面反射或发射光谱信号是以像元为单位记录的。它是像元所对应的地表物质光谱信号的综合。图像中每个像元所对应的地表,往往包含不同的覆盖类型,它们有着不同的光谱响应特征。而每个像元则仅用一个信号记录这些“异质”成分。若该像元仅包含一种类型,则为纯像元 (pure pixel),它所记录的正是该类型的光谱响应特征或光谱信号;若该像元包含不止一种土地覆盖类型,则称为混合像元 (mixed pixel),它记录的是所对应的不同土地覆盖类型光谱响应特征的综合。如:野外测得的植物光谱多为植物及其下垫面土壤的混合光谱(往往还包含有阴影),即使裸露的地表(无植被或少植被覆盖)也是不同类型土壤、矿物质等的混合光谱。

从理论上讲,混合光谱的形成主要有以下原因^[36]:

- (1) 单一成分物质的光谱、几何结构,及在像元中的分布;
- (2) 大气传输过程中的混合效应;
- (3) 遥感仪器本身的混合效应;

其中:(2)、(3) 为非线性效应,(2) 大气的影晌可以通过大气纠正加以部分克服;(3) 仪器的影响可以通过仪器的校准、定标加以部分克服,这里不予讨论;第(1) 部分则是我们将要讨论的内容。

混合像元的存在,是传统的像元级遥感分类和面积量测精度难以达到实用要求的主要原因。为了提高遥感应用的精度,就必须解决混合像元的分解问题,使遥感应应用由像元级达到亚像元级,进入像元内部,将混合像元分解为不同的“基本组分单元”或称“终端单元”(endmember),并求得这些基本组分所占的比例。这就是所谓的“混合像元分解”过程。

多年来国内外学者们探索遥感光谱成像机理,模拟光谱的混合过程,研究和多种混合光谱分解方法,提出不同的光谱混合模型,如线性、概率、几何光学、随机几何、模糊模型等。

徐希璠等(1990)在冬小麦种植面积估算中,用因子分析方法进行 AVHRR 混合像元分解^[36];周心铁等(1992)在对区域环境快速评价中利用 endmember 技术建立光谱混合模型,进行 SPOT 混合像元分解^[37];王喜鹏等(1998)直接利用神经网络分类输出信号进行 AVHRR 混合像元组分面积相对比例的标记^[38]。现在人们也在考虑应用神经网络技术及模糊系统理论进行混合像元分解等。

10.2.2 光谱混合模型

1. 线性模型 (Linear Model)

在模型中, 将像元在某一波段的光谱反射率表示为占一定比例的各个基本组分 (endmember) 反射率的线性组合。它基于以下假设: 在瞬时视场下, 各组分光谱线性混合, 其比例由相关组分光谱的丰度决定。通过分析残差, 使残差最小, 完成对混合像元的分解 (后面将详细介绍)。

2. 几何光学模型 (Geometric-Optical Model)

在模型中, 将像元表示为树冠 (即太阳照射下的树) C 、阴影——包括树阴影下的树 (即被其他树阴影投射到的树) T 和背景地面 (即太阳直射的地面) G 、树阴影下的地面 Z , 这样 4 个基本组分 (endmember); 而它们在像元中所占的面积是一个与树冠、树高、树密度、太阳入射角、观测角有关的函数。模型可表达为:

$$R = (A_C R_C + A_T R_T + A_G R_G + A_Z R_Z) / A \quad (10.19)$$

式中: R 为混合像元的反射率; A 为混合像元面积; R_C 、 R_T 、 R_G 、 R_Z 分别为 4 个基本组分的反射率; A_C 、 A_T 、 A_G 、 A_Z 分别代表不同类型的 4 个基本组分在像元中所占的面积。

实际应用中, 往往要对这些几何特征进行适当简化, 如树冠由占主要地位的树种的形状、大小来替代, 树冠假设为具有相同的规则几何形状, 观测角有时设为星下点的观测角, 树木的分布假设遵循泊松 (Poisson) 分布, 即在像元中或像元间随机分布, 树高已知等。几何光学模型是基于分析景观的几何特征。它需要有树的形状、大小、分布、太阳入射角、观测角等参数。

3. 随机几何模型 (Stochastic Geometric Model)

它与几何光学模型相似, 是几何模型的特例。它也把像元分成树冠、阴影 (树阴下的树和地面)、背景地面 4 个基本组分。模型可表达为

$$R(\lambda, \underline{x}) = \sum_i f_i(\underline{x}) R_i(\lambda, \underline{x}) \quad (10.20)$$

式中: λ 为波长, \underline{x} 为像元中心点坐标; $R_i(\lambda, \underline{x})$ 指中心点为 \underline{x} 的像元中覆盖类型 i 的平均反射率; $f_i(\underline{x})$ 指中心点为 \underline{x} 的像元中覆盖类型 i 所占的比例。

与几何光学模型所不同的是它把景观的几何参数作为随机变量。此处的 i 表示为: $i=1$ 为太阳照射下的绿色植被; $i=2$ 为阴影下的绿色植被; $i=3$ 为太阳照射下的土壤背景; $i=4$ 为阴影下的土壤背景, 同时要满足 $\sum_i f_i(\underline{x}) = 1$ 。

以上的线性模型与几何模型都是基于相同的假设, 即“某一像元的反射率是其各个基本组分反射率的线性组合”。只不过线性模型处理的是二维实体, 而几何模型处理的是三维几何特征。也正因为几何模型需引入当地景观几何参数, 所以它也就复杂得多。

4. 概率模型 (Probabilistic Model)

模型以概率统计方法为基础, 如最大似然法等, 基于统计特征分析计算方差——协

方差矩阵等统计值, 以及利用简单的马氏距离来判定类型 (endmember) 的比例。

若仅有 2 种 endmember 类型 x 、 y , 则 y 类在混合像元中的比例 P_y 可表达为

$$P_y = 0.5 + 0.5 \frac{d(m, x) - d(m, y)}{d(x, y)} \quad (10.21)$$

式中: $d(m, x)$ 、 $d(m, y)$ 、 $d(x, y)$ 分别表示混合像元 m 及 x 、 y 平均齐次分量间的马氏距离; $d(m, x) = (m - x)^T (\Sigma_x)^{-1} (m - x)$, 其中 Σ_x 为 x 类在各波段的协方差矩阵。

若 $P_y < 0$, 则取 $P_y = 0$; 若 $P_y > 1$, 则取 $P_y = 1$ 。

5. 模糊模型

模型以模糊集理论为基础, 也是基于统计特征分析, 只是每个像元不单分为某一类别 (硬分类), 而是分到几个类型中。每个像元与几个类型相关, 并与每一类的相关程度由 0~1 间的值来表示。这种分类称为“光谱空间的模糊分类”。

光谱空间的模糊分类, 可表达为 X 域上的一组模糊集合 F_1 、 F_2 、 \dots 、 F_m 。

$$\begin{aligned} \forall x \in X \\ 0 \leq f_{F_i}(x) \leq 1 \\ \sum_{x \in X} f_{F_i}(x) > 0 \\ \sum_{i=1}^m f_{F_i}(x) = 1 \end{aligned} \quad (10.22)$$

式中: F_1 、 F_2 、 \dots 、 F_m 为光谱类别; m 为预定类别数; X 表示图像中所有像元集合; x 为像元光谱量测值向量; f_{F_i} 为模糊集 F_i 的从属关系函数。

这些模型的共同点在于都对已知反射光谱值的混合像元进行两个主要方面的描述。一是基本组分 (endmember) 的光谱值, 此为模型的已知量, 可以通过图像或光谱数据库采集或实地测量、查资料等。它可以说是模型最重要的参数, 它的精度很大程度上决定了模型的准确性; 二是基本组分 endmember 在像元中占的比例, 即估计亚像元的比例, 此为模型反解的未知数, 即模型的求解。

至于基本组分 endmember 类型的数目 (n), 几何模型已经确定, 即树冠、阴影下的树、阴影下的地面、地面 4 种类型 ($n=4$); 其他模型的 n , 可根据人们对环境特征的先验知识或根据可分性原则, 从图像数据集的分析中获得。

至于波段数 (m) 的选择, 每个模型至少要 2 个独立性强、相关性小的波段 (即 $m \geq 2$), 且要使不同类别的地物光谱差异大。对于线性模型要求 $n \leq m + 1$, 以便于利用最小二乘法求解; 对于概率模型, 若 $n > 2$, 则 m 也应相应增加, 否则仅用少量的波段数 m , 去分解多个类型 n , 是不合理的 (尽管理论上行得通); 对于几何模型, 要求 $m \geq 2$, 但往往仅用可见光红波段与近红外波段 2 个; 对于模糊分类模型, endmember 类型数 n 不受光谱波段数 m 的限制, 但若 $n \gg m$, 正确率也许会受到影

10.2.3 线性光谱混合模型

1. 模型分析

线性光谱混合模型 (LSMM) 是混合像元分解的常用方法。它被定义为: 像元在某

一光谱波段的反射率（亮度值）是由构成像元的基本组分（endmember）的反射率（光谱亮度值）以其所占像元面积比例为权重系数的线性组合。可用以下公式表达：

$$R_{i\lambda} = \sum_{k=1}^n f_{ki} C_{k\lambda} + \varepsilon_{i\lambda} \quad (10.23)$$

$$\sum_{k=1}^n f_{ki} = 1 \quad (k = 1, 2, 3 \cdots n)$$

式中： $R_{i\lambda}$ 为第 λ 波段第 i 像元的光谱反射率（已知）； f_{ki} 为对应于 i 像元的第 k 个基本组分（endmember）所占的分量值（待求）； $C_{k\lambda}$ 为第 k 个基本组分在第 λ 波段的光谱反射率； $\varepsilon_{i\lambda}$ 为残余误差值（即光谱的非模型化部分）； n 为基本组分的数目， m 为可用波段数，波段数要大于 n （ $n \leq m+1$ ），以便利用最小二乘法求解。

评价模型用残差 $\varepsilon_{i\lambda}$ 或均方根误差 RMS 表示

$$RMS = \left[\sum_{k=1}^n (\varepsilon_{i\lambda})^2 / n \right]^{1/2} \quad (10.24)$$

LSMM 模型从混合像元 $R_{i\lambda}$ 中分离和提取出各基本组分（endmember）的平均光谱响应 $C_{k\lambda}$ ，通过求解线性方程来反解 Endmember 在像元中所占的面积比例 f_{ki} ，从而将所有像元分解成这些基本组分的分量。模型计算的结果表现为各 Endmember 的分量值（图像）和以均方根误差表示的残余误差图像。

2. 关键问题

混合像元的分解总是针对特定的区域、特定的应用目标以及特定的遥感图像进行的。应用线性光谱混合模型（LSMM）对数据分析时，选择哪些类型的 Endmember、多少数量的 Endmember、取什么样的 Endmember 光谱值是决定混合像元分解成败的关键。通常以均方根误差 RMS 和残余误差尽可能小，以及像元分解后的分量 f ，应满足 $0 \leq f \leq 1$ 的标准，来衡量和评价 Endmember 选择的好坏。

1) Endmember 类型和数量的确定

Endmember 类型的确定应当具有代表性，是影像所对应区域内的大多数像元的一个有效组成成分。

至于 Endmember 数量的确定，应当符合影像所对应区域内的大多数像元的实际。数量少会把非典型的 Endmember 分入分量中，产生分量误差，增加 RMS；数量多又会使模型对设备噪声、大气污染物及光谱本身的可变性敏感，导致分量误差。

在实际操作中，Endmember 的类型和数量的确定往往是一起考虑，同步进行的。根据区域特点、结合实地调查和先验知识，通过图像分析，初步候选区域内具普遍意义的 2~4 个典型地面覆盖类型。如意大利南部丘陵、山区，以土壤侵蚀为主的土地退化研究中^[37]，选择了绿色植被、非绿色硬木植被（灌丛等）、裸土 3 种 Endmember；而我国内蒙古半干旱地区，以土地沙化、土地盐碱化为主的土地退化研究中^[39]，根据 RMS 最小、 $0 \leq f \leq 1$ 的原则，在初选 2~3 类 Endmember 的基础上，进行了二次分解，最终选择了沙地、农地、盐碱裸地、林草地 4 种 Endmember。

图 10.4 显示了研究区 TM 图像（1987 年）经 LSMM 分解后的结果。图中分别为

4-Endmember 混合模型的分量图——沙地、农地、盐碱裸地、林草地。其中，农地与林草地分量图主要反映了区域内不同环境条件下的植被分布；而沙地与盐碱裸地分量图更多地反映该区的土地退化状况。此外，分别对 2、3、4-Endmember 混合模型分解后的 3 个残余误差 RMS 图进行比较，结果表明：研究区随着 Endmember 数量的增加（2→4），误差图像信息愈来愈少，误差愈来愈小。四元分解后的误差图像，已基本不含有用信息，主要表现为由大气状况和遥感传感器等造成的噪声误差^[39]。

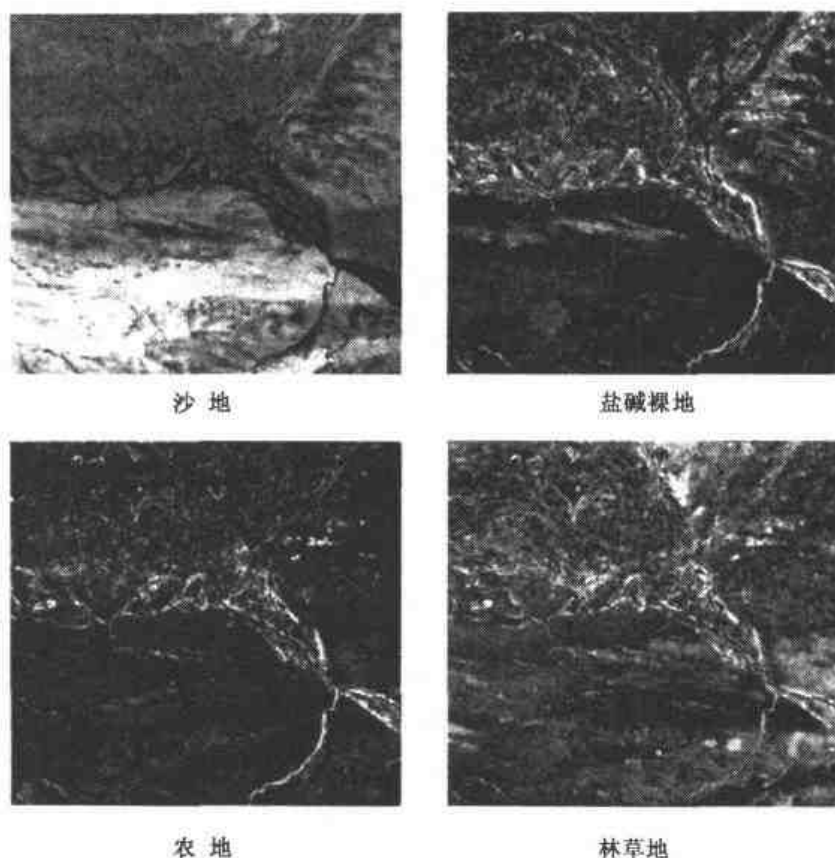


图 10.4 内蒙古地区 TM 图像 LSMM 分量图 (1987 年)^[39]

事实上，各混合像元的 Endmember 是变化的，虽然在一般模型中未能体现这种变化，但是在类型和数量的选择时，要考虑到这种变化因素。Roberts (1998) 考虑到由于像元内的许多物质间光谱对比度是可变的，因而选择的 Endmember 数目也不一样。如茂密林地，可描述为绿叶与阴影的混合 (2-Endmember)；而灌丛地可能需要 4-Endmember，则可以先从图像得出 2-Endmember 混合模型，再用这个模型构成 3-Endmember 模型^[40]。

2) 选择 Endmember 的代表值

如何选择合适的 Endmember 的代表值，这是决定最终分析精度的关键。混合像元内 Endmember 的光谱值确定，一般有两条途径；一是实地测量或直接从光谱数据库获得；二是从图像分析中获得，如用监督分类的训练区采样，样点的均值作为各波段的取值；或用主成分分析 (PCA) 方法，并绘制主要分量的散点图，再通过不同覆盖类型

(endmember) 在主成分特征空间中的分布, 圈定出样本区域, 以样点的均值作为各波段的取值等。

图 10.5 显示研究区 TM 图像第一、二主成分分量构成的二维散点图^[41]。图中散点的分布, 反映出不同的地面覆盖类型。它不仅可以帮助我们选择 Endmember 的类型和数量, 而且可以通过不同 Endmember 在特征空间中的分布, 结合图像和区内土地利用图等专题图件, 圈定出特定样本区, 并对每个 Endmember 选择一定数量的像元作为取样点, 计算样点的均值, 作为 Endmember 在各波段的取值。

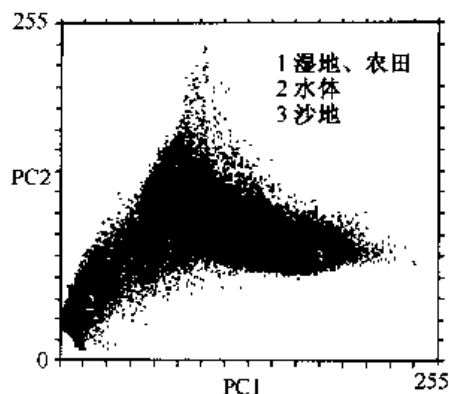


图 10.5 PC1 和 PC2 的散点图^[41]

3) 最佳波段的选择

应是独立性强、相关性小、地类可分性大, 即不同地类光谱差异大的波段, 以保证丰富的信息、一定的精度, 以及避免数据冗余, 减少计算量。

4) 模型求解

这实则上是个遥感数据的模型反演问题。求算 Endmember 在像元中的比例。混合像元被分解为具不同分量的亚像元, 则需要对之进行识别、分类。这需要结合先验知识(实地检验样本或专题地图等), 用简单的“阈值法”或“概率统计方法——最大似然估计”, 即在特征空间中找出各个基本组分(Endmember)类中心的相对位置给出其百分含量的一个最大似然估计。此分类依据已不是原有的亮度值, 而是混合像元分解后的 Endmember 分量值。

3. 精度分析与评价

一般说来, 在视场内, 当电磁波与目标相互作用时, 这个混合像元可认为是占一定比例(f)的每个基本组分(Endmember)的线性组合。但是, 事实上, 电磁波与目标的相互作用是十分复杂的。光谱的混合过程也并非简单的线性组合关系, 而是十分复杂的非线性过程。如植被(尤其是树冠)在近红外波段的多次散射, 其混合像元便不是线性关系。再考虑到目标的几何结构、阴影等就更不是简单的线性关系。

另外, 模型中作为已知量的像元反射光谱值 R , 是作为预定“组分类别”Endmember 的反射特征的一个函数。在很多情况下任一“组分类别”Endmember 很可能本身就是由几种不同光谱响应的特征组成, 或某些特征同时对应不同类别, 难以把它们清晰分开。有时 Endmember 并非同类, 而含几个类别。如某干旱地区, 被认为是“裸地”的, 却反映出某些植被的光谱特性。这是因为“裸地”上长有一些很矮小的旱生草类, 它们虽与高大植物相比意义不大, 但是它们与其他植物一样进行着光合作用, 表现出植物的特征。因此, 若将图像上这些含矮小植物的“裸地”, 用光谱库里的土壤光谱作为它们的光谱值, 则会产生错误。此外, 地表粗糙度、坡度、坡向、天气条件等均会影响到 Endmember 类型的反射光谱值。所以从本质上讲, Endmember 绝不是同类, 它的特征

光谱值也绝不是常数。

Atkinson 等 (1997) 采用人工神经网络、线性混合模型、模糊 C-均值 3 种混合像元分解模型对 NOAA/AVHRR 影像中的地物比例进行估算。通过 SPOT 图像获得训练区像元内的地物比例信息, 采用最大似然法分类。结果表明: 人工神经网络法精度最高, 但它要依赖于几何配准的准确性与训练数据的可用性; 线性混合模型法精度最差^[42]。

研究表明^[43]: 在实际应用中, 同物异谱, 非线性混合所带来的光谱不确定性比系统和机器噪声所带来的影响还要大。为了减少这些影响, 人们采用了一些方法, 如把类型相似的土壤归为一类, 以减少土壤类型的不确定性; 或通过增加混合模型中 End-member 的数量, 以克服光谱类型变异的影响; 或通过对光谱的标准化来消除反照率的影响等。

正因为混合像元内的各组分并非简单的线性关系, 所以除线性混合模型以外, 又发展了许多其他的物理模型。表 10.2 列出各类混合像元分解模型在不同应用领域“可行性”的对照表。从表中可见, 各类混合像元分解模型互不相同、各有特点和一定的应用范围。其中, 线性光谱混合模型能更有效地处理大多数问题 (除了计算树高、树密度、树尺寸等外)。尽管 LSMM 还存在一些问题, 但对于多数应用来说多次散射和几何结构等的变化可以被忽略。由于线性光谱混合模型具有一定的理论依据和实验验证基础、一定的精度保证, 且操作运算较简单、便利, 因而被广泛应用。以上各类混合像元分解模型都已进入像元内部, 估算亚像元的比例, 这要比以像元为单元的常规遥感分类精度更高。当然有可能单个像元的精度并不算高, 但整体精度更高。因而混合像元分解方法对资源与环境研究是一种有效的好方法。

表 10.2 不同混合像元分解模型的可行性

应 用	混 合 模 型 的 可 行 性				
	线 性	光学几何	随机几何	概 率	模 糊
估算不同类型的比例					
浓密森林的植被与裸地	☑	×	×	✓	✓
稀疏森林的植被与裸地	✓	☑	✓	✓	✓
不同植被群落	☑	×	×	✓	✓
平均树高、树密度、树尺寸		✓	×	×	×
不同作物	☑	×	×	✓	✓
不同土壤或岩石	☑	×	×	✓	✓
不同矿物	☑	×	×	✓	✓
混合土地覆盖类型	☑	×	×	✓	✓

注: 表中的☑表示最有效、✓为可行、×为不可行。

参 考 文 献

- [1] 李小文, 王锦地, 1995, 植被光学遥感模型与植被结构参数化, 科学出版社。
- [2] Rahman H., M. M. Verstratete & B. Pinty, 1993, Coupled surface-atmosphere Reflectance (CSAR) Model 1. Model

Description and Inversion on Synthetic Data, *J. Geophys. Res.*, 98:20779 - 20789.

- [3] Roujean J. L. et al., 1992, A Bidirectional Reflectance Model of the Earth's surface for the Correction of Remote Sensing Data, *J. Geophys. Res.*, 97(D18): 21077 - 21089.
- [4] Wanner W., Li X. & Strahler A., 1995, On the Derivation of kernels and Kernel-driven models of bi-directional reflectance, *J. Geophys. Res.* 100(D10): 20455 - 20468.
- [5] 李小文、王锦地、胡宝新、A. H. Strahler, 1998, 先验知识在遥感反演中的作用, *中国科学(D)*, 28(1): 67 - 72.
- [6] 李小文、王锦地、Strahler A., 1999, 非同温黑体表面上普朗克定律的尺度效应, *中国科学(E 辑)*, 29(5): 422 - 426.
- [7] Kimes D. S. & P. J. Seller, 1985, Inferring Hemispherical Reflectance of Earth's Surface for Global Energy Budgets from Remotely Sensed Nadir or Directional Radiance Values, *Remote Sensing of Environ.*, 18: 205 - 223.
- [8] 李小文、王锦地、Strahler A., 2000, 尺度效应及几何光学模型用于尺度纠正, *中国科学(E 辑)*, 30(增刊): 12 - 17.
- [9] 李小文、万正明, 1998, 互易原理在二向反射研究中的适用性, *自然科学进展*, 8(2): 354 - 358.
- [10] 李小文、王锦地、Strahler A., 1999, 再论互易原理在二向反射研究中的适用性, *自然科学进展*, 9(12): 112 - 118.
- [11] Leprieux C., Y. H. Kerr, S. Mastorchio & J. C. Meunier, 2000, Monitoring vegetation cover across semi-arid regions: comparison of remote observations from various scales, *Remote Sensing*, 21(2): 281 - 300.
- [12] Paul Treitz & Philip Howarth, 2000, High Spatial Resolution Remote Sensing Data for Forest Ecosystem Classification-An Examination of Spatial Scale, *Remote Sensing of Environ.*, 72(3): 268 - 289.
- [13] Qi Y., Wu J., 1996, Effects of Changing Spatial Resolution on the Results of Landscape Pattern Analysis Using Spatial Autocorrelation Indices, *Landscape Ecol.*, 11: 39 - 49.
- [14] Wu J., Dennis E. Jelinski, Matt Luck & Paul T. Tueller, 2000, Multiscale Analysis of Landscape Heterogeneity: Scale Variance and Pattern Metrics Jianguo, *Geographic Information Sciences*, 6(1): 6 - 19.
- [15] Atkinson P. M., Dunn, R. & Harrison A. R., 1996, Measurement error in reflectance data and its implications for regularizing the variogram, *Int. J. Remote Sens.*, 17: 3735 - 3750.
- [16] Hay G. J., K. O. Niemann & D. G. Goodenough, 1997, Spatial Thresholds, Image-Objects and Upscaling: A Multi-Scale Evaluation, *Remote Sensing of Environ.*, 62: 1 - 19.
- [17] 张颖、焦子锦、杨华、李小文等, 2002, 直方图尺度效应研究, *中国科学(D)* (待刊).
- [18] 李小文、高峰、王锦地等, 1997, 遥感反演中参数的不确定性与敏感性矩阵, *遥感学报*, 1(1): 1 - 14.
- [19] 阎广建、吴均、王锦地等, 2002, 光谱先验知识在植被结构遥感反演中的应用, *遥感学报*, 6(1): 1 - 6.
- [20] 牛铮等, 1996, 新型遥感数据在作物生长监测中的应用, *遥感在中国*, 测绘出版社.
- [21] Verhoef W., 1984, Light scattering by Leaf Layers with Application to Canopy Reflectance Modeling: The SAIL Modeling, *Remote Sens. Environ.*, 16: 125 - 141.
- [22] 刘强、李小文、项月琴等, 2000, 水平均匀植被结构参数的贝叶斯反演, *遥感学报*, 4(增刊): 16 - 24.
- [23] Li X., & Strahler A., 1986, Geometric-optical Bidirectional Reflectance Modeling of a Conifer Forest Canopy, *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, GE-24: 906 - 919.
- [24] Li X. & Strahler A., 1992, Geometric-optical Bidirectional Reflectance Modeling of the Discrete Crown Vegetation Canopy: Effect of Crown Shape and Mutual Shadowing, *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.* 30(2): 276 - 292.
- [25] 张仁华、覃文汉编, 1991, 中国北方主要农作物双向反射光谱数据集, 科学出版社.
- [26] MODIS BRDF/Albedo Product: Algorithm Technical Basis Document, NASA EOS-MODIS Doc, V. 2.1.
- [27] 李小文、王锦地、朱重光, 1995, 遥感模型的定量反演研究, *遥感科学新进展*, 科学出版社.
- [28] 李小文、高峰、刘强等, 2000, 新几何光学核的验证以及用核驱动模型反演地表反照率(之一), *遥感学报*, 4(增刊): 1 - 7.
- [29] 李小文、高峰、刘强等, 2000, 新几何光学核的验证以及用核驱动模型反演地表反照率(之二), *遥感学报*, 4(增刊): 8 - 15.
- [30] 龙飞、赵英时, NOAA 卫星角度信息在分类中的有效性研究, *中国科学院研究生院学报*, 2002, 19(1): 69 - 74.
- [31] 龙飞、赵英时、徐建春, 2000, 多角度 NOAA 数据方向信息提取的方法研究, *遥感学报*, 4(增刊): 101 - 105.

- [32] 张仁华 著, 1996, 实验遥感模型及地面基础, 科学出版社.
- [33] 周成虎、骆剑承等, 1999, 遥感影像地学理解与分析, 科学出版社.
- [34] 金锡峰、周淑香等, 1994, 典型农作物双向反射比测量与研究, 中国科学院长春净月潭遥感实验站年报(93-94) 吉林出版社.
- [35] Li Xiaowen, Gao Feng, Wang Jindi, Strahler, Alan., 2001, A Priori Knowledge Accumulation and Application to Linear BRDF Model Inversion, *J. Geophys. Res.*, 106(D11): 11926 - 11935.
- [36] 徐希孺等, 1990, 混合像元的因子分析方法及其在大面积冬小麦面积估算中的应用, 科学通报, 35(4): 317 - 320.
- [37] Zhou X & S. Folving, 1994, Application of Spectral Mixture Modeling to Regional Assessment of Land Degradation: A case study from Basilicata, Italy, *Land Degradation & ReHabilitation*, 5: 215 - 222.
- [38] 王喜鹏、张养贞, 1998, 应用神经网络模型分解 AVHRR 混合像元, 遥感学报, 2(1): 51 - 56.
- [39] 张熙川、赵英时, 1999, 应用线性光谱混合模型快速评价土地退化的方法研究, 中国科学院研究生院学报, 16(2): 169 - 176.
- [40] Roberts D. A. et al., 1998, Mapping chaparral in the Santa Monica Mountains Using Multiple Endmember spectral Mixture Models, *Remote Sens. Environ.*, 65: 267 - 279.
- [41] 赵英时, 2001, 美国中西部沙山地区环境变化的遥感研究, 地理研究, 20(2): 213 - 219.
- [42] Atkinson P. M., et al., 1997, Mapping Sub-Pixel proportional land cover with AVHRR imagery, *Int. J. Remote Sens.*, 18(4).
- [43] Small C., 2001, Estimation of urban vegetation abundance by spectral mixture analysis, *Int. J. Remote Sens.*, 22(7): 1305 - 1334.
- [44] 李小文、王锦地, 1996, 多角度遥感及其应用, 遥感在中国, 测绘出版社.
- [45] 张仁华、孙晓敏、苏红波等, 1998, 农业生态参数的遥感区域尺度转换及“以点带面”估算方法的误差, 地理科学进展, 17(增刊): 198 - 207.
- [46] 高峰、李小文等, 1998, 基于知识的分阶段不确定性多角度遥感反演, 中国科学(D), 28(4): 346 - 350.
- [47] 李小文、王锦地, 1999, 地表非同温像元发射率的定义问题, 科学通报, 44(5): 1612 - 1616.
- [48] Li X., Strahler A & Friedl M, 1999, A Conceptual Model for Effective Directional Emissivity from Nonisothermal Surface, *IEEE GARS*, 37(5): 2508 - 2517.
- [49] Li X., Wang J. & Strahler A., 1999., Apparent Reciprocity Failure in Directional Reflectance of Structured Surface, *Progress of Natural Science*, 9(10): 747 - 752.
- [50] Wang J., Li X. & Xiang, Y, 1997, TCT Algorithm Validation Using Measurement Data of Coniferous and Deciduous Crowns, *J. Remote Sensing*, Suppl. 1: 62 - 70.
- [51] 庄家礼、陈良富、徐希孺, 利用遗传算法优化神经网络实现混合像元组分参数的反演, 遥感学报, 2000, 4(增刊): 31 - 37.
- [52] 邵美珍等, 1989, 基于主成分的混合像元分解, 中国空间科学技术, 9(5): 63 - 68.
- [53] 刘永怀, 1992, 混合像元分解的理论与方法, 遥感技术与应用, 7(1).
- [54] Ichoku C. & A. Karnieli, 1996, A Review of Mixture Modeling Technigucs for Sub-pixel Land Cover Estimation, *Remote Sens. Review*, 13: 161 - 186.
- [55] Huete A.R., 1986, Separation of soil-plant spectral Mixtures by Factor Analysis, *Remote Sens. Environ.*, 19: 237 - 251.
- [56] Bajjouk T., 1998, Quantification of Subpixel Cover Fractions Using Principal Component Analysis and a Linear Programming Method: Application to the Coastal Zone of Roscoff (France), *Remote Sens. Environ.*, 61: 153 - 165.
- [57] Foody Gand Cox, D., 1994, Sub-pixel land cover composition estimation Using a linear mixing model and fuzzy membership functions. *Intern. J. Remote Sens.* 15(3): 619 - 631.
- [58] Moody A. et al., 1996, Artificial neural network responed to mixed pixels in coarse-resolution satellite data, *Remote Sens. Environ.* 58: 329 - 343.

第 11 章 土地遥感

土地是一个综合的自然地理概念。它是地表某一地段各种自然要素（地质、地貌、气候、水文、植被、土壤等）相互作用及人类活动影响在内的自然综合体。它处于地圈-生物圈与大气圈相互作用的界面，是各种自然过程（物理、化学、生物、地学过程）及人类活动最活跃的場所。因而，对它的研究，涉及到土壤母质层—地表—植被冠层等多方面内容，并与气候、环境变化等密切相关。

土地是人类生存的基础。合理利用土地，保护和珍惜土地资源是全人类共同的事。我国幅员辽阔（国土面积居世界第 3 位）、土地资源丰富（耕地占世界第 4 位），但我国人均土地占有面积不足世界平均数的三分之一，加之土地退化现象严重，更加剧了土地资源的紧缺，人地矛盾十分尖锐。

遥感反映的是地表及地下一定深度环境信息的综合特征，是地表景观的缩影。土地这一界面是遥感图像上反映的最直接的环境信息，同时也是研究其他环境要素的基础。土地遥感是研究土地及其变化的最重要的手段之一。遥感对土地的宏观研究，主要包括土地覆盖（Land cover）、土地利用（Land use）、土地资源评价（Land resource assessment）以及土地覆盖/土地利用动态监测（Land cover/use monitoring）等内容。

§ 11.1 土地覆盖与土地覆盖遥感制图

11.1.1 概 况

1. 概念

土地覆盖是随遥感技术发展而出现和发展的一个较新的概念。它不同于传统的土地类型。传统的土地类型主要研究土地本身的自然属性，集中反映土壤母质层—地表—植被这一界面的自然地理过程，多采用地貌—土壤—植被三名法。如山地—棕壤—阔叶林地……。它具有立体、多层次复合结构的特点。随着遥感的发展，仅着重于土地类型的分析解译和相应光学特征的描述，已显得不能满足客观需求。其结果也往往因时空变化或人为因素，而难以相互比较和转换。

为了更好地反映地球表面的自然状态（即各地土地覆盖的状况），仅研究单一显然是不够的，还必须考虑与之相关的因素。“土地覆盖”是指地球表面当前所具有的自然和人为影响所形成的覆盖物，如地表植被、土壤、冰川、湖泊、沼泽湿地及道路等。虽然土地覆盖也侧重于土地本身属性的研究，但它不仅仅被看作单一的土地和植被类型，而是以土地类型为主体，并具有的一系列自然属性和特征的综合体。

土地覆盖作为这种综合体，它包括的因素可以很多。如：

- 土地类型、植被类型；
- 植被冠层的密度、植被生长季节的动态特征；

- 生长季节的累积生物量；
- 地表覆盖的生物物理特征量，如地表反照率、地表粗糙度、植物叶面积指数、叶面及冠层的阻抗系数、有效光合作用辐射等；
- 与土地覆盖类型密切相关的生态环境要素，如植被所处的生态区域、地形与气候条件、土壤的理化性质、土地利用状况等。

这种以土地覆盖类型为核心并具多维空间信息的综合体概念，不仅可从理论上更准确、完整地刻画地表覆盖和利用特征，而且能为气候、生态环境、生物量、地表能量交换、人类活动及全球变化等方面的研究提供直接信息和有关参数，具有明确的科学性和实际意义。

2. 应用发展

早在第二次世界大战后便出现了利用航空照片进行区域范围内土地调查与制图的研究。20 世纪 50 年代后人们开始探讨利用遥感资料进行大范围土地覆盖和土地利用制图的可行性，包括发展适用于遥感数据特点的土地分类系统及分类方法问题。

70 年代随着多种卫星对地观测的出现以及计算机技术的迅猛发展，卫星遥感技术有可能在较大的地理区域内进行土地覆盖的详查与制图。进入 80 年代以后人们已在洲际范围内利用气象卫星数据进行土地覆盖的研究，并取得了有效的成果。然而全球尺度范围卫星数据在土地覆盖和土地利用方面的应用基本上仍为空白。

90 年代卫星遥感在全球和区域尺度土地覆盖研究与应用方面取得了突破性进展。为适应全球气候变化以及环境资源、人口、发展等研究的迫切需要，人类拓宽土地覆盖的概念、改进分类系统，第一次利用卫星数据研制开发了全球具有统一分类方法、统一数据处理规范并将具有统计精度评价结果的全球 1 公里空间分辨率土地覆盖数据库^[1]。同时土地覆盖遥感研究的新方法也不断出现并得以发展。

土地覆盖有它特定的时间和空间属性，其形态和状态可在多种时空尺度上变化，而且产生变化的原因也复杂多样。由于土地覆盖和土地利用与人类的生活、生产息息相关，而人类活动正以空前的速度、幅度和空前规模改变着陆地环境。人类对土地资源的利用引起的土地利用/土地覆盖的变化是全球环境变化的重要因素之一，也是地球表面科学研究领域中的一个重要分支。因此，土地覆盖/土地利用的动态监测 (Land cover/use monitoring) 是国内外研究的热点，是当前全球变化研究计划的重要组成部分，如 IGBP-LUCC 计划等。这种遥感宏观土地资源变化研究，须借助 GIS 的定量研究，建立全球或区域尺度的土地覆盖数据库。

目前已经和即将完成的大面积土地覆盖数据库主要有利用 NOAA/AVHRR 数据开发的全球 1 公里空间分辨率的土地覆盖数据库^[1]、全球 1 个经纬度间距地表生物物理量数据库^[2]、全球 1 个经纬度间距土地覆盖类型图^[3]、利用陆地资源卫星数据开发的美国本土 48 个州的土地覆盖和利用数据库^[4]；利用 Landsat/TM 数据研制的中国土地覆盖、土地利用监测系统以及其他区域性的土地资源和植被遥感应用的重要项目^[5]。

全球和区域尺度土地覆盖及地表生物物理特征数据库的建立，推动了全球气候与环境变化的研究。如：利用 AVHRR 1 公里季节性土地覆盖数据库改进中尺度区域天气与气候模拟，以深入了解地表覆盖极其复杂的组合对中尺度大气环流和区域天气的影

响^[6]；利用土地覆盖数据库作为全球环流模型（GCM）的输入，检验和分析气候干湿变化及季节降水、温度和蒸发变化对于地表植被及其动态变化的依赖性和敏感性^[7]。此外，地表覆盖数据库也应用于研究生物地球化学过程模拟，因为许多重要的化学元素在地球-大气-海洋系统中的交换依赖于地表覆盖及土地利用。例如，二氧化碳（CO₂）、一氧化氮（NO）、甲烷（CH₄）、挥发性有机合成物（VOC）等的迁移和转化。全球及区域尺度的土地覆盖数据还广泛应用于各类生态系统模拟、草原生物量估算及其与气候的关系^[8]、森林火灾危情监测预报、流域水资源及质量评估、农药使用监测、森林普查和监测、农作物面积估算以及土地资源管理等。有关土地覆盖、土地利用及其变化的研究成果还被用于监督有关全球环境变化国际公约的执行，例如有关地球系统碳循环和温室气体增加导致的地气间相互作用的改变以及世界各国对此所承担义务的履行情况。

随着一系列新对地观测计划的实施，卫星数据在星上校准、辐射与几何纠正等的明显改进，使由此产生的土地覆盖及属性特征的数据产品更为准确可靠。这不仅将为大区域土地覆盖监测提供重要、准确的数据基础，并将促进有关方面理论与方法的发展；而且使土地覆盖、土地利用的遥感应用更为科学化、定量化、实用化。这一方面表现在可以使反映土地覆盖综合体特征的生物物理属性及动态变化的反演将建立在更为严格的理论基础之上，如美国 NASA 的 EOS-AM 携带的中等分辨率成像光谱仪（MODIS）的数据将用于推导和反演多种有关地表覆盖及其生物物理参量——地表反照率、植被指数等；另一方面表现在土地覆盖及其系列产品的生产、存档、发布和管理的进一步完善。用户将能根据自己的需要通过高速的传输网络系统及时迅速地得到所需要的数据，从而可以实时或准实时的分析、观测和监视所关心的区域。这种迅速灵活的数据处理分发能力对于许多具有实时性和运行性的系统是必不可少的，如火灾监测、洪水监测等。到目前为止，获取大面积土地覆盖及其特征数据的产品仍然有许多技术上的限制，如传输速度、数字压缩技术等。

伴随新的全球和区域尺度土地覆盖及其特征数据产品的出现，人们将更加关心产品精度检验的理论和方法问题^[9,10]。许多理论问题还有待研究并取得共识。例如，如何建立适于应用目的且在实践中可行的抽样方案、如何选择和建立统计上可靠的并与抽样相适应的统计量、怎样对精度评价的结果进行分析等^[11]。如何在大面积范围内获取地面实况资料以用于精度检验也是一个重要问题。在这方面，新一代卫星具有的多种空间分辨率、超多波段的组合，结合有限的地面资料进行多维空间的复合分析，对大面积土地覆盖的数据开发和精度检验可能具有相当的潜力。

11.1.2 研究方法

1. 目视解译定性分析方法

此法着重于土地类型的遥感图像的分析解译以及相应的光谱特征的描述。通过分类系统的确定、解译标志的建立、图像的判读、绘制专题图等工作流程，完成土地覆盖的分类与遥感制图。这里很少涉及土地覆盖与其他自然景观要素的联系。

2. 计算机自动分类方法

此法在数理统计的基础上,进行遥感图像数据的自动分类(监督分类、非监督分类等)。它具有算法成熟、充分利用人机交互等特点,但其用时多,对解译分析人员依赖性强,其结果往往因地因时因人而异,难以相互比较和转换,很大程度上不具备可重复性等。这些局限性影响了迅速、准确、客观地获取大面积土地覆盖信息。尽管如此,这一方法仍是目前大尺度土地覆盖遥感分类的主导方法。

在前面第6章的图像分类中,已经讨论了监督与非监督分类法,这里就不再重复,仅就其用于土地覆盖自动分类的特点加以论述。

1) 土地覆盖非监督分类

其核心是按照地物反射率及其时间变化所形成的空间特征进行划分和聚类。通过计算机分类将数字图像转化为集群图像后,再将集群归入相应的土地覆盖和土地利用类型。这些集群有时可能与某些重要的土地覆盖和土地利用类型相对应(如果园,城市内用地)。分类所需要输入的初始参数较少,往往仅需要给出所要分出的集群数量、计算迭代次数、分类误差的阈值等。由于分类完全依赖于计算机进行光谱聚类,致使有些集群不一定与土地覆盖、土地利用类型相对应。另外,土地类型的光谱特征往往随时间和空间而变化,即使同一土地类型的光谱特征也有可能随季节和地区不同而改变。这种“同物异谱”及“异物同谱”的现象增加了将非监督分类集群归入相应土地覆盖类型的难度。正因为以上的原因,对非监督分类的结果往往需要进行大量的分析解译以及后处理,才能得到可靠的土地类型分类结果。

2) 土地覆盖监督分类

它利用已知的有关训练区的土地类型、光谱特征数据和其他辅助数据对计算机进行训练,计算出对应于各种土地类型的多元统计特征(如均值、方差和协方差矩阵等),并以此建立分类判定规则,对未知地区进行计算机自动分类。其主要特点在于,可充分利用对所需分类地区的先验知识和有关信息,预先制定出所要分出的土地覆盖及利用的类型;若选择的训练区土地类型的特征明确具代表性,可对整个地区的分类起重要保证作用。分类后的结果可以对训练区的代表性反复进行检验。找出问题后进一步修正以提高分类精度。

训练区的选择是分类成功与否的关键。训练区的选取应与分类地区的特点和分类系统相适应。对训练区的统计特征应进行详细地分析,以选择最有效的参数变量(波段)参与后续的分类。此外,应对训练区特征指标的外延性进行评估。

由于事先人为确定分类的数量与类别,从而会间接影响了所要参与分类的数据结构。另外,训练区的选取有时不一定能够代表整体地区的状况,特别是当分类地区土地覆盖类型复杂并且会有某些预先未知的特征类型。基于以上这些限制,有时可采用非监督与监督分类相结合的方法,如先利用光谱数据进行非监督聚类以取得光谱特征较为均一的集群,在此基础上再对集群进行监督分类以获得所需的土地类型图。

3. 土地遥感分类的新方法

如人工智能神经网络分类^[12]、分类树方法^[13]、多元数据的专家系统和计算机识别法等。其中分类树及神经网络方法目前正应用于美国 EOS/MODIS 土地覆盖数据库的开发试验。

1) 分类树方法

分类树方法是多元统计分类中的一种方法。它利用树结构原则,按一定的分割原则把数据分为特征更为均质的子集,这些子集在树结构中称为结点。分类树方法的基本思路是利用一组自变量来预测每个样本最可能对应的类型因变量。自变量既可以是连续变量,也可以是离散或类型变量。分类树对分类总体进行逐级分割。首先将总体划分为相互差异最大的两个子集。这种差异的大小是由相应的统计量确定给出的。所划分出的子集可再次被分割成次一级的子集,如此逐级划分,以确定最佳的分类结构(参见第7章有关内容)。

分类树在每一级的分割中都可以重复应用上一级已经采用过的变量,当所有选择的变量与指标确定后,因变量(或类型因变量)与自变量的关系便建立了,即这些变量在分类树中的位置被确定了(图 11.1)。在分类树的任意层次上,这种方法可以给出哪些自变量对某种类型因变量是最为重要的,并可确定在概率意义上的可信程度,以及所划分出的分类结果的准确度。分类树的结果还有助于理解自变量群体中非线性和等级型的内部结构,以及它们与类型变量之间可能存在的联系。

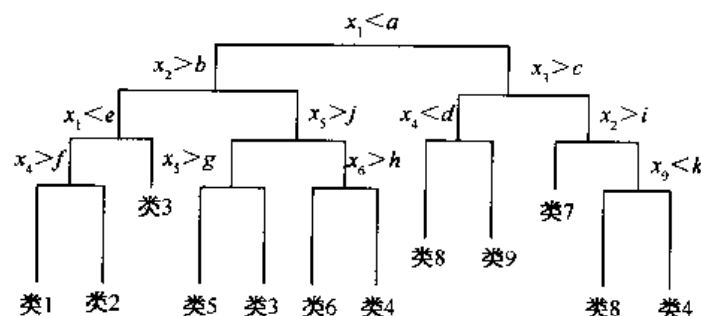


图 11.1 分类树结构示意图

在土地类型分类过程中引入分类树方法,可将一组可能与土地类型有关的连续自变量视为 x_i , 类型自变量视为 y_i , 与之相关的待预测的土地类型因变量为 z , 则分类树的法则可概括表达为:

假设: $(x_i \in \{a, b\})$, $(y_i \in \{A, B\})$ 则: z 最有可能是类型 M 。

分类树方法与传统的统计分类方法(如最大似然法)相比具有某些优越之处。首先,分类树方法不要求自变量遵从正态随机分布并具有中心趋势和正态近似。例如,每一种类型可出现在分类树的多个终端点(树梢),反映出同一类型内部存在的非正态分布状况。分类树的另一优越性在于它允许类型自变量与连续数字型自变量共存并可作为一组自变量进入分类过程。与常规统计分类方法相比,分类树还能更有效地处理数据缺

失的问题。

分类树方法也有助于简化自变量数据的维数,选择其中最为重要的自变量作为分类的输入变量,从而大量减少了数据的运算。在简化数据维数的过程中由于没有做任何有关数据结构的假设(如线性和正态分布),该方法比其他常用的统计压缩数据方法(如主成分方法)更少局限性。

分类树法潜在的一个问题是有可能形成巨大复杂的树体,即包括过多的枝叶层。这些过多枝叶的存在往往加大了原始数据的“噪音”的作用,影响真实信息的提取,并对整体分类结果产生负作用。对分类树生成的多层次(树枝)、多终端(树梢)结构往往需要进行“去枝叶”修改,从而使得树的结构更为合理并使其预测能力更为稳定。常采用的“去枝叶”方法包括以下几种:

(1) 剪枝法:

剪枝法按次序将最不重要的分枝从分类树中去掉。每一个分枝的重要性可由一个损失程度指标度量:

$$D_k(T') = D(T') + k_l \cdot \text{size}(T') \quad (11.1)$$

式中: $D(T')$ 为某一分枝 T' 的偏离程度指数; $\text{size}(T')$ 为分枝 T' 具有的终端点(树梢)数; k_l 为损失程度系数。

在剪枝过程中,先去掉损失程度指标 $D_k(T')$ 最小的分枝。剪去枝叶的数量可由人为确定,主要依据研究对象和专业判断。

(2) 缩减法:

缩减法从树最底层的终端点依次向上一级归并,可采用缩减拟合值作为度量:

$$\hat{y}(\text{枝}) = k_s \cdot \bar{y}(\text{枝}) + (1 - k_s) \cdot \hat{y}(\text{上一级枝}) \quad (11.2)$$

式中: $\bar{y}(\text{枝})$ 为在该枝的拟合值; $\hat{y}(\text{上一级枝})$ 为上一级枝的缩减拟合值; k_s 为缩减参数。

在缩减过程中将根据本级树枝与其上一级枝拟合值差异的大小来决定先缩减哪一枝。与剪枝法类似,最终合并的程度需要根据研究对象及专业知识来确定。

2) 人工智能神经网络方法

人工神经网络方法,简称神经网络方法(ANN——artificial neural networks),近年来在土地覆盖和土地利用方面受到了广泛的重视和应用。ANN 算法进行土地覆盖类型分类的主要优势在于:ANN 的并行结构运行速度快;ANN 对于缺失或噪声信息有更强的抵御能力;ANN 不被统计假设所约束,是完全非参数化的。一般的神经网络由处理单元、拓扑结构和自行学习规则等主要部分组成。

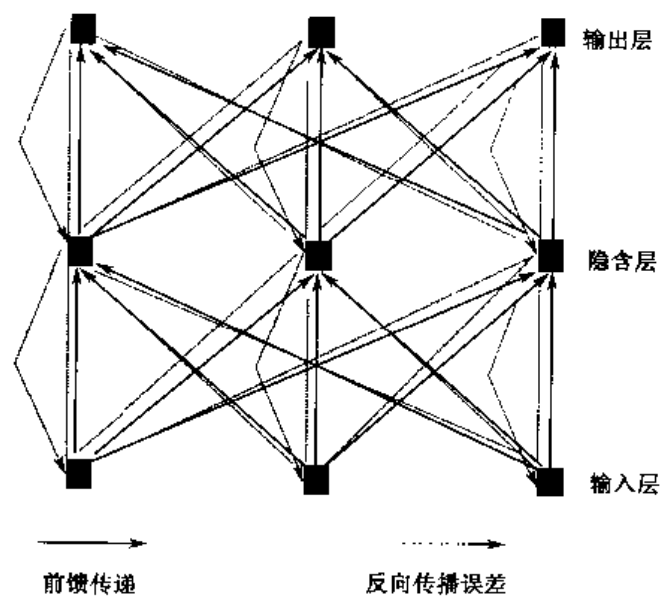
每个处理单元是神经网络最基本的操作元素,由多个基本处理单元组合成层。拓扑结构确立网络的构架并且定义处理单元的相互作用关系。最为典型的神经网络是三层网络结构,即一个输入层、一个隐蔽层和一个输出层。输入层的功能是向神经网络计算机提供信号,通常是把模拟的感觉输入到神经网络;隐蔽层是输入与输出层之间的层次,它为神经网络提供记忆和计算功能;输出层输出神经网络的计算结果,由输出处理元素实现其功能。

学习规则主要确定人工神经网络如何获取确定认知型式,并以此指导分类的操作

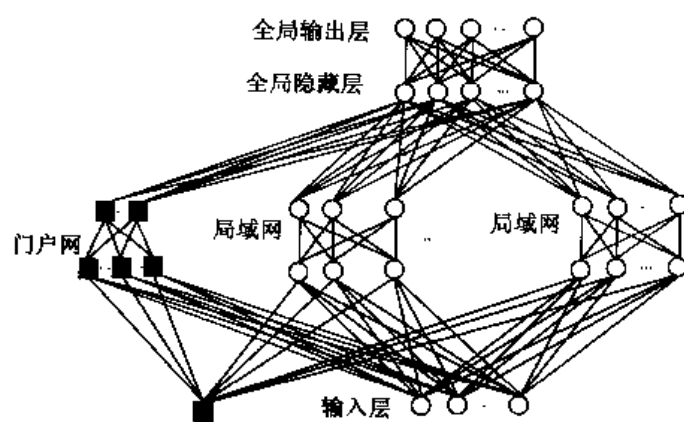
和运行。以下就神经网络在分类中的应用进行简要介绍^[14]。

(1) 反向传播法

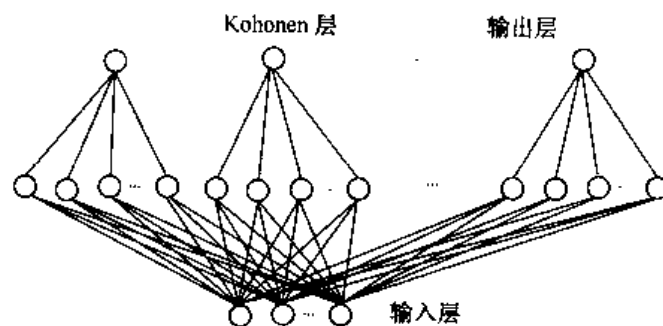
这是一种常用的多层神经网络的学习算法。该算法通过从输出到输入的逆向误差信



(a) 反向传播法



(b) 模块化方法



(c) 矢量量化方法

图 11.2 人工智能神经网络方法

息传播对连接权值进行修订以改进分类结果。在网络的训练过程中,前向与后向的传播在不同层次中进行。由几个输入元素组成一个输入矢量,输入层将输入矢量中的每一个元素传输给隐含层中的每一个元素。输出层的每一个单元接收隐含层中各元素所输出的信号,即所对应的类别。每一个输出类别将对照已知的类别,将对比误差反向传回给隐含层中的每一个单元以进行修正。这样反复多次进行训练直至所得出的输入类型与真实类型相符并使误差值减至最小为止,如图 11.2 (a) 所示。

(2) 模块化方法

模块化方法是利用在主网中引入子网络的办法对数据空间进行分解处理。由子网络提取建立详细的数据模式,由门网络对处理结果进行加权评定以确定最终的网络结构。

模块化方法将复杂的网络结构分析过程化为几个相对简单的并且互相独立的过程。一般模块法由一组局部网络组成,每一个局部网络又可以看作为一个独立的反向传播网络。局部网络间相互竞争,学习所需目标的不同方面。门网络控制各局部网的竞争,有选择地赋给不同的局部网络所需的数据空间,如图 11.2b 所示。

门网络与局地网络均全部与输入层相连接。与门网络和局地网络相联结的输出单元的数目也是相同的。门网络输出的结果将用于权衡和评估其所对应的局地网络的输出矢量。模块法网络的输出是局部网络输出的加权合成。这种方法的优点在于可以鼓励各局部网络的竞争。门网络通过度量和评判每一局部网络的输出误差确定其在总体网络中的权重,以实现最优化组合。

(3) 矢量驯化方法

矢量驯化方法是一种最近邻分类的神经网络方法。矢量驯化网络包括一个输入层、一个 Kohonen 层和一个输出层,如图 11.2 (c)。

Kohonen 网络的训练不同于反向传播,该网络对每一个训练过程所输出的处理单元采取相互竞争,择优选取的原则,一般优胜者所对应的处理单元可继续学习。矢量驯化法根据每一个处理单元的权重矢量来决定取胜的单元。但有时会出现某一单元过多被采用而抵消其他处理单元作用的问题。为解决这一问题,在实现驯化方法中常引入偏离系数以控制处理单元获胜的次数。另外一个控制机制是,如果取胜的单元没有落在训练矢量中,则由排名下一位的且落在训练矢量域内的处理单元获取优先权。这些控制机制可对类型之间的边界进行调整以获得更为接近真实的分类结果。

4. 遥感与 GIS 的结合——建立“土地覆盖数据库”

运用多光谱、多时相的遥感数据,以及多种辅助数据,借助 GIS 将不同土地覆盖类型的光谱特征、空间分布与土地覆盖类型的生物学特征(生物物理、生物气候)有机结合起来,建立“土地覆盖数据库”,是当今土地覆盖研究的一个重要趋势。

传统的土地覆盖分类多采用自上而下的等级分类系统,且往往是针对某种应用需求而制定的,因而难以适应多用户的多种需求。针对这一局限性, Loveland 等(1991)提出了所谓“灵活的土地覆盖数据库”的概念。根据植物生长季内获得的多时相遥感数据和其他辅助数据(如地形、生态区、气候、主要土地资源面积等),利用非监督分类和反复的人机交互和解译分析,依据地表覆盖的动态过程将图像像元划分为“基本土地覆盖类型单元——季节土地覆盖单元”。

这些季节土地覆盖单元的形成主要依据是生长季中植被或土壤的光谱特征及其时间变化（由植被指数 NDVI 代表，它与多种生物物理参数有关，如光合作用的水平、初期生产力、叶面积、CO₂ 流等。），以及与之相关的其他自然环境要素特征，包括生态区、地形、气候、土地利用状况等。每个单元内的像元具有相似的物候期和生长期，类似的年累积生物量（年初期生产力）以及相似的植被（类型）组合和生态环境。每一单元的这些自身特征构成了与其他单元的本质区别。“季节性土地覆盖单元”构成“灵活土地覆盖数据库”的基本成分，辅之以一系列有关光谱、地形、生态区、气候等属性特征，成为分类系统中最底部的一层。这种主要利用遥感数据衍生出的土地覆盖类型，具有明显的时间和空间上的属性^[1]。

采用建立在季节性土地覆盖单元基础上的灵活分类系统，不仅可以使得由遥感资料得到的土地覆盖信息得以最大程度的保留，而且可以依据用户不同的应用目的，根据土地覆盖单元的类型和一系列属性特征（所在地的自然环境特点），进行季节性单元的调整和归并，并划入所需的特定分类系统中，从而十分灵活的满足多种不同研究和应用的需求。这一新的土地覆盖分类策略在美国及全球 1 公里土地覆盖数据库的研制中得以应用，并取得了很好的成果^[15]。

利用遥感和辅助数据，采用不同的分类方法所获得的土地覆盖信息是否准确可靠是一个十分重要的问题。有关土地覆盖分类结果精度检验的理论和方法近年来成为人们所关注的一个重要课题。这部分内容请参看第 6 章中的“误差和精度评价”。

11.1.3 应用实例

1. 全球 1 公里空间分辨率土地覆盖数据库的开发

进入 20 世纪 80 年代，随着全球环境变化研究的深入，人们越加认识到土地覆盖/土地利用及其变化对全球自然环境，特别是对气候的影响。在总结前人有关全球土地覆盖/土地利用工作的基础之上，人们发现在现有的各种有关全球植被和土地覆盖分类图之间无论是类型还是数量均存在着相当大的差异。造成这些差异的原因是多种多样的，既有资料来源的不同，又有分类系统的不同和时间上的差异等。显然全球土地覆盖数据的现状不能满足全球变化尤其是气候变化研究的需要。利用卫星遥感资料，开发研制全球土地覆盖数据库的计划正是在这样的背景下产生的。

全球土地覆盖数据库的开发分为两阶段进行。第一阶段为全球范围内卫星遥感数据的接收、处理和存档。从 1991 年起，在 IGBP 的组织协调下，由几十个国家参与对世界各地 1992 年 4 月至 1993 年 3 月间的美国 NOAA 极轨气象卫星数据进行接收和预处理。对每日的 NOAA/AVHRR 的图像进行轨道拼接、辐射订正、几何校正和大气校正，并将每 10 天的图像进行合成，制作以 10 天为间隔的合成图，以消除云的影响。最终的数据产品包括全球陆地 1 公里空间分辨率的 AVHRR 的 5 个光谱波段的卫星数据以及反映卫星-地面-太阳之间几何关系的有关参数。这为全球土地覆盖数据库的开发提供了宝贵的基础资料^[16]。

第二阶段自 1994 年起至 1997 年共持续三年多时间。由美国 EROS（国家地质调查局）地球资源观测卫星数据中心和美国内布拉斯加大学的科学家主持，并与美国航空航

天总署 (NASA)、美国国家环境保护署 (EPA)、美国农业部森林服务局、联合国环境规划署, 欧洲联盟共同研究中心以及其他机构合作, 首次开发研制了全球 1 公里空间分辨率土地覆盖数据库。

1) 全球土地覆盖数据库分类系统

全球 1 公里土地覆盖数据库的分类系统不同于传统的土地分类系统。考虑到这一数据库用户的多种需要和广泛的应用领域, 研制者没有预先制定某种固定的分类系统, 而是采用了前述的“灵活土地覆盖分类”策略。根据遥感数据本身和其他辅助数据, 利用非监督分类和反复的人机交互、解译分析划分出“基本土地覆盖类型单元”——季节土地覆盖单元。这种季节土地覆盖单元可以根据区域特点和不同的应用需求, 进行逐级归并, 并纳入不同的分类系统中。图 11.3 是这种转换过程的一个应用实例。可以看出这种灵活土地覆盖数据库可以满足多种不同研究和应用目的的需要。

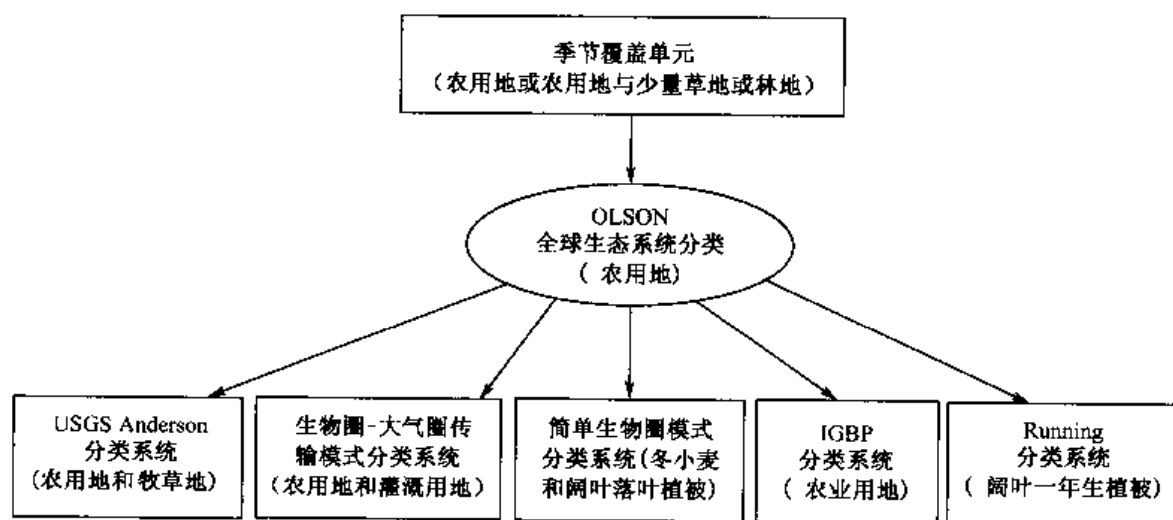


图 11.3 全球土地覆盖分类系统转换

2) 全球土地覆盖数据库的基本要素和特征

全球 1 公里空间分辨率土地覆盖特征数据库包括以下基本要素:

- (1) 土地覆盖类型及描述;
- (2) 季节特征, 包括地物光谱和植被指数的时间序列, 如季节反照率、绿度开始、峰值、绿度期等;
- (3) 地理环境要素, 包括地形、高程、所处地理生态区。

全球土地覆盖数据库共包括 961 个季节土地覆盖单元, 以及以此为基础推导出的 7 种全球土地覆盖分类图。这 7 种图的土地分类系统是近年来全球变化研究中经常采用的分类系统 (表 11.1)。季节土地覆盖单元是有关全球土地景观特征的基本单元, 而其他 10 种分类系统是将基本单元归入到某一统一的全球分类系统中, 以揭示出全球土地覆盖总体分布特征。

表 11.1 全球土地覆盖和植被类型常用分类系统^[1]

分 类 系 统	类 型 数 目	主 要 应 用 范 围	文 献
Olson 全球生态系统	94	全球碳素循环	[17]
IGBP DIScover 土地覆盖类型	17	全球变化研究	[9]
生物圈-大气圈传输模型分类	20	地-气相互作用气候模拟	[18]
简单生物圈模型	10	地-气相互作用气候模拟	[2]
USGS 土地覆盖土地利用分类系统	24	多种用途	[19]
全球遥感应用土地覆盖分类	8	生物地球化学模型	[20]

根据全球土地覆盖数据库, 全球陆地的总面积约为 145 696 845 平方公里。其中近 28% 为森林和疏林, 24% 为非植被覆盖区 (包括荒漠和半荒漠, 积雪和冰), 19% 为农业或农牧用地, 14% 为灌丛, 14% 为草原或稀树草原, 城市用地近 0.2%, 湿地约占 1%。应当指出, 由 AVHRR 卫星数据估算的湿地面积很可能偏低, 这和卫星本身的空间分辨率有关。城市用地面积是从非卫星影像数据估算的, 因此可能有一定误差^[1]。

2. 土地覆盖特征图的编制^[21]

1) 项目目标

- 开发与评价——运用多时相 AVHRR 1km 数据和有关辅助数据, 建立大面积土地覆盖特征数据库的方法;
- 评价——该数据库在全球气候等研究中的实用性和局限性。

2) 设计思想

- 大尺度、可重复、多目标用户、大数据量、数据更新能力;
- 反映季相、生态、人文等信息和变量;
- 反映景观特征、遥感器特征与分析方法之间的关系。

3) 数据库的数据源

- AVHRR 数据——NDVI、亮度;
- 地形数据;
- 气候数据 (NOAA 提供) ——月平均气温、月平均降水、无霜期等;
- 生态区 (EPA 提供);
- 主要土地资源面积 (USDA 提供);
- 土地利用/土地覆盖 (LU/LC) 数据 (USGS 提供)。

4) “土地覆盖特征”的概念

- 运用多源数据——多时相遥感数据 (NDVI、反照率), 相关的地学/气候数据 (地形、气候、生态区、土地资源面积);
- 建立土地覆盖特征数据库——包括: 不同季相特征的土地覆盖区、土地覆盖/植

被类型, 季节生长条件 (绿度开始、峰值、绿度期——生长期长度)、季节反照率, 地形、气候参数、生态特征等;

- 应用于——土地管理 (LU/LC、森林覆盖、农业状况), 气候模型 (反照率、C 循环、地表粗糙度), 环境监测 (地表变化、资源条件、生态脆弱)。

5) 分析程序

- AVHRR 数据 (1990 年 3~10 月) 生成 NDVI 月最大值 (去云);
- 非监督分类——生成 70 种季相特征不同的区域 (波谱-时间类别);
- 数字化辅助数据 (地形、气候、生态区、土地资源面积) 参与——标识出 70 种中间土地类别 (季节土地覆盖单元);
- 描述各类别的季相特征和生产力水平——NDVI 变化、NDVI 与高程/无霜期的关系、NDVI 与不同植被的关系; 绿度开始、峰值、绿度期等生物气候学特征;
- 最终结果——159 种土地覆盖类别 (相似的植被组合、生物气候学特征、相对生物量、其他景观参数) 和相关的属性描述。

6) 分类后处理

不同植被 (森林、农业区、草地) 的月 NDVI 分析 (图 11.4); 不同土地覆盖类型区绿度特征曲线 (图 11.5); 绘制绿度开始、峰值、绿度期、总绿度值图 (图 11.6) 和植被条件图; NDVI 与气候的关系 (温度、降水、无霜期等) 与高程的关系 (图 11.7)。

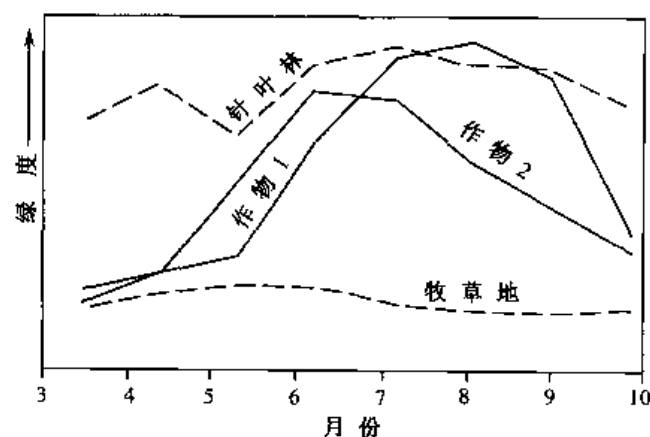


图 11.4 不同植被类型的绿度变化曲线^[21]

对于具有相似季相 NDVI 剖面, 但具不同植被组分的类别, 进一步划分为内部均质的土地覆盖区。如南部大平原的冬小麦与西海岸的天然草场被指定为同一 NDVI 类别, 出现混乱。逻辑判断: 若像元位于冬季降水最大区域则为天然草场, 否则为冬小麦; 其他证据: 地理位置、生态区、高程等。

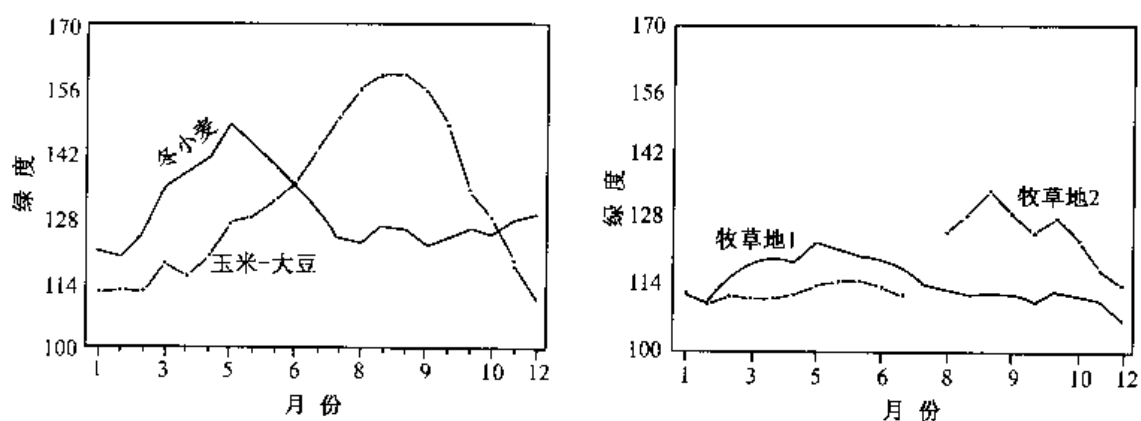


图 11.5 不同土地覆盖类型区绿度特征曲线^[21]

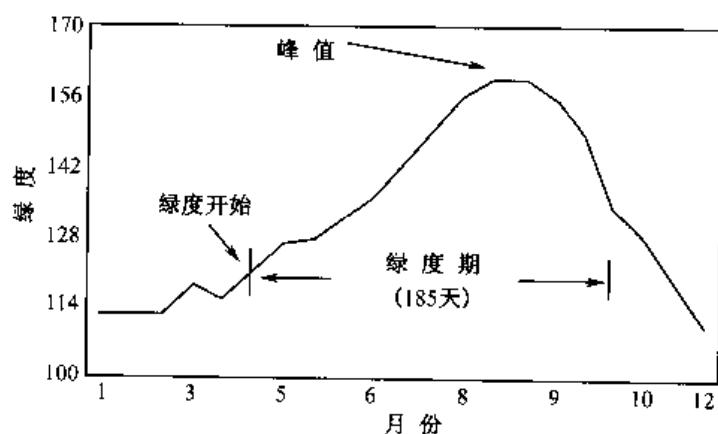


图 11.6 作物的绿度时间剖面^[21]

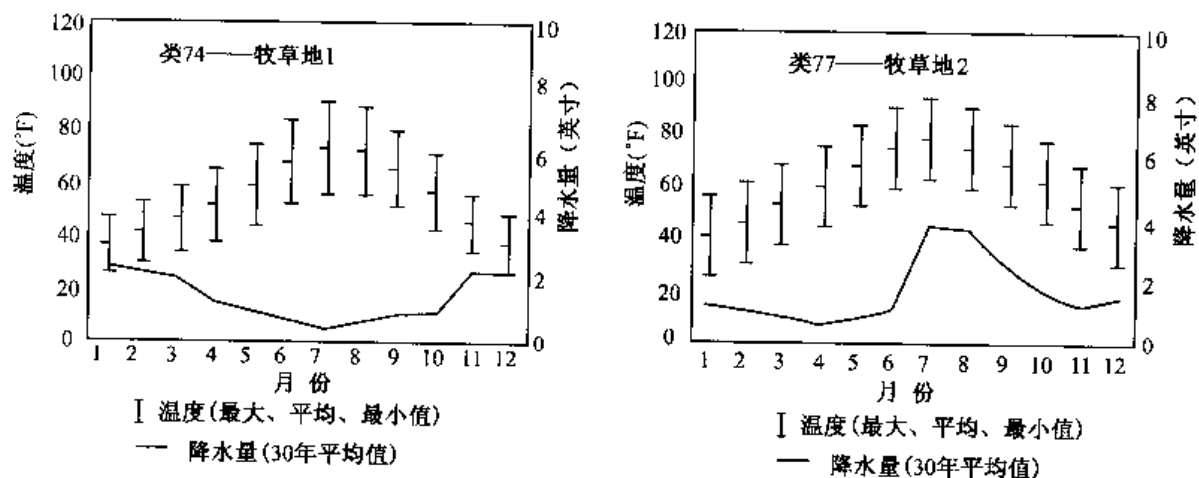


图 11.7 不同土地覆盖类型区绿度与气候的关系^[21]

7) 数据库多层结构

- AVHRR 源数据层;
- 辅助数据层 (高程、气候、生态区、LU/LC、土地资源面积);
- 159 种土地覆盖特征区 (分类结果);
- 表数据 (类别与相关的属性描述的对照表);
- 变换表 (LC 分区与其他已有土地分类方案转换表) 其分析产品为一种多层次、多级别、数字化、地理参考的土地覆盖数据库, 以上各种数据、表、分类结果等均可根据用户的多种需求, 相互分析、综合、转换。

8) 应用

- 土地覆盖制图——LU/LC、森林覆盖、农业状况调查 / 监测 / 管理;
- 生态区划——LU/LC 类型、空间结构、生物气候参数 (季相特征: 绿度开始、峰值、绿度期等);
- 气候模型 (如 CCM、MM4、GCM 等) ——反照率、C 循环、地表粗糙度;
- 资源模型 (如水资源评估、生态模型、作物发育等) ——生物物理参数、LU/LC 类型、植被类型等;
- 环境与灾害监测——地表变化、资源条件、生态脆弱。

此方法的最大特点在于: 依据植被组合、生物气候学特征、相对生物量、其他景观参数等进行分类, 它既提供了土地覆盖的区域表达、空间分布, 又提供了土地覆盖的季相特征 (通过绿度的开始、峰值、绿度期的长度等, 来表达植被发育的季相差异) 和土地覆盖特征的变化量。正因为它以评价生物物理、生物气候条件的明确方式来定义和描述土地覆盖区的特征, 且这种土地覆盖特征分区过程具有可重复性、灵活、便于管理等特点, 故特别适于全球研究及大尺度环境应用。

§ 11.2 土地利用

11.2.1 概 况

土地利用主要研究各种土地的利用现状 (包括人为和天然状况) 它指地球表面的社会利用状态, 如工业用地、住宅地、商业用地等。以林地为例, 从其利用目的和方向出发, 分为用材林地、经济林地、薪炭林地、防护林地等, 仅反映土地实际用途, 而不表示它的潜在用途和适用性。而土地覆盖是指地球表面的自然状态, 如森林、草场、农田等, 对于林地, 则根据林地生态环境的不同, 分为针叶林地、阔叶林地、针阔叶混交林地等, 以反映林地所处的生境、分布特征及地带性分布规律。应该说, 遥感直接得土地覆盖信息, 而要确定具体利用情况, 尚需其他辅助信息支持。

土地利用状况是人们依据土地本身的自然属性以及社会需求, 经长期改造和利用的结果。依据不同的土地用途和利用方式, 土地利用的分类系统有不同的类别和等级。一级分类以土地用途为划分依据, 如耕地、园地、林地、草地、城乡居民及工矿用地、交

通用地、水域、特殊用地、未利用土地等；二级分类以利用方式为主要标准，如耕地又分水田、水浇地、旱地、菜地等。一二级分类按国家标准统一命名及编码排序^[22]。便为了反映土地利用的地域差异，允许因地制宜的作适当增删。第三级分类则是根据区域特点，由地方自定，但要考虑与相邻地区的协调。如旱地在华北平原可分为麦地，大田作物（杂粮）、经济作物（花生等）；而在黄土高原可分为坡耕地、川耕地、沟耕地等。

11.2.2 研究方法

1. 土地利用调查与制图

运用遥感技术进行土地利用现状调查，以摸清土地的数量及分布状况，是遥感应用中最早、研究最多的一项基础性工作。在这一方面，无论是利用航空像片，还是卫星像片（MSS 或 TM），从遥感图像的选取→图像分析→解译标志的建立→判读与制图→面积量算→误差的平赋→精度分析等，已形成一套比较成熟的技术路线。无论目视判读还是数字图像处理，对于光谱特征、空间结构特征等专题信息提取，分类方法选择等方面，均积累了许多经验。具体方法简述如下：

1) 遥感数据及辅助资料的采集

(1) 根据区域特点及详查、概查的要求，进行地类可判读性及判对率的研究、评价，以确定遥感图像的空间分辨率。实验研究表明，1:10 万的 Landsat/TM 图像（空间分辨率 30m）可以解译出 85%~92% 的二级类型（不同地域及地类复杂程度解译判对率有差异），个别三级类型；而 Landsat/MSS 图像（空间分辨率 80m）一般仅能识别一级类型和极少数二级类型；1:12 万超小比例尺彩红外航空像片可以识别出 95% 左右的二级类型和部分三级类型；1:5 万彩红外航空像片可以判对 90% 左右的三级类型。

(2) 根据研究区的作物的农事历、自然植被的物候期及环境因素的变化确定遥感图像的时间分辨率。如三北（东北、西北、华北）防护林地区遥感调查的最佳时相是春末夏初和秋中季节。此季相的耕地、林地、草地及居民点用地之间色调差异明显，且同一类型内部色调差异也大（主要是植被长势及土壤水分差异大所致），易于判读。

(3) 根据遥感数据、信息量及相关性等研究，选择其最佳波段及波段组合（参见第 8 章有关内容）。

(4) 辅助资料，包括地形图、各类专题图、生物、地学要素、社会经济统计数据、历史资料等。

2) 遥感图像的预处理

主要指遥感图像的几何纠正、辐射纠正以及图像增强。其中图像增强，多采用线性灰度拉伸、比值处理、主成分分析及彩色合成等，以便获得最佳视觉效果的真彩色合成图像。

3) 解译标志的建立

首先，根据区域特点，确定以国家一、二级分类系统为基础的研究区土地利用分类

系统。其次,根据各地类的影像特征(色调、形状、纹理结构等),通过图像分析,包括目视解译或对部分数字图像训练区的专题特征提取,以建立各地类的“初步解译标志”。再通过野外调研对“初步解译标志”进行实地检验,修正以及对初判中的疑难点进行实地属性确认,以最终建立全区各土地利用类型的解译标志。

4) 室内遥感图像判读成图

根据已建立的解译标志,以目视判读为主,辅以数字图像处理,进行逐级的地类判读及界线的勾绘。判读中注意先整体后局部,先易后难,并注意运用地学相关分析、对比研究以及先验知识的加入和逻辑推理等,以确保解译内容和图斑勾绘的正确性。

5) 地类面积量算

按“层层控制、分级量算、按面积比例平差”的原则,进行地类面积量算和统计。

由于一些线性地物如道路、沟渠、田埂、林带等,往往在遥感图像上难以独立勾绘和量算,而混入耕地中。为了提高耕地面积的准确度,多通过系数扣除法或建立线性地物实测(宽度)数据与对应的图像(宽度)数据间的回归方程,来进行耕地中线性地物面积的扣除。

6) 成果总结

成果总结包括专业制图、数据整理汇总、建数据库、土地利用现状分析以及提交研究报告等。

2. 土地利用变化分析

由于地球表面,尤其是土地利用/土地覆盖状况处于频繁的动态变化中,往往前期的研究成果很快就发生了变化,所获得的数据变得陈旧。因而及时了解其变化就显得尤为重要。利用遥感技术进行土地利用/土地覆盖变化的动态监测关键在于多时相遥感数据的选择、不同时相数据的空间及光谱的匹配、变化检测方法的选择以及变化信息的提取与制图等。有关“变化检测”在第7章有专门论述,这里仅就土地利用的变化监测作简单说明。

遥感对土地利用变化的监测,过去大量的工作还是运用目视分析对比不同时相土地利用图的差异,或用新的遥感分类图与旧的土地利用专题图比较以求得变化区域和变化量,其效率与精度往往不能满足用户的要求。即使是对不同时相遥感图像先分类后再逐个像元的对比、检测变化信息,也因各自分类标准不一,精度、可信度难以满足实用需求。随着GIS的发展,人们借助于GIS的支持,进行专题信息的叠合分析,可直接检测变化图斑,进行动态分析,输出动态变化图和统计数据,满足用户的不同需求。但是往往由于GIS与遥感之间的接口并不畅通,人们往往不得经过一个遥感专题制图的过程,再将不同时相的土地利用图数字化或扫描输入GIS进行分析。这样一来原本快捷的动态监测过程却要受到专题图制作周期的影响,难以实现快速监测的目的。当然,随着RS/GIS的有效整合,这一矛盾将逐步得以解决。另外,直接从动态遥感信息中提取变化因子,实现快速动态监测。如不同时相遥感复合数据的分类提取、不同时相数据的植被指数变化图、不同时相复

合数据的主成分分量合成图等,均可以取得较好的效果。

11.2.3 应用实例

1. 农业土地利用的变化

遥感监测农业土地利用变化,一般主要是监测耕地的消长和作物面积的变化。这里以河南省南皮县试验区为例。该区土地利用变化主要 2 种,一是利用类型的变化,如耕地转换为工矿、城镇用地,即农耕地转换为无植被覆盖的裸地或建筑群。这一类变化,其亮度值及植被指数明显变化。二是种植类型的变化,如麦田转换为棉花、高粱等春播地或果树等,或者棉花、高粱、谷子等春播地转换为小麦、苜蓿、果树等。这一类变化,因作物生长期不同、亮度与植被指数均有变化。对它们的动态监测采用以下方法^[23];

1) 遥感数据的选择和预处理

考虑到以上两种主要土地利用变化形式,为了突出两者的差异,选用了 5 月中旬的图像数据。此时正值冬小麦处于抽穗期,生长旺盛、盖度高;而春播地处于幼苗期,作物盖度较低,两者在图像上,其植被指数、亮度指数均明显差异、变幅较大。同时,为了排除作物本身因季节变化的影响以及因地物亮度在不同组合波段中的差异,选用了不同年份同一季节、相应波段的图像数据——1986 年 5 月 14 日 SPOT 第 1、2、3 波段与 1987 年 5 月 14 日 TM 第 2、3、4 波段,进行该区一年的土地变化遥感监测。

由于 SPOT、TM 数据来自两个卫星系统,其辐射定标、波段范围均不完全一致。为了消除原始数据系统误差而造成的伪变化信息,对原始数据进行了校正——直方图调整。运用对照变换法,对 SPOT、TM 相应波段数据进行概率分布配准,使之具相同的概率分布,其均值、标准差也接近。同时对 SPOT 与 TM 两图像数据进行图像间的空间配准。

2) 计算亮度指数 BI 和垂直植被指数 PVI

亮度指数 BI,采用均方根法获得,即:

$$BI = \sqrt{\frac{b_1^2 + b_2^2 + b_3^2}{3}} \quad (11.3)$$

垂直植被指数 PVI,用可见光红波段与近红外波段的二维数据,先在两图像上对无植被类型区(如水体、建筑物、裸地等)进行采样。如图 11.8(a)所示,分别在“TM3-TM4”、“SPOT2-SPOT3”平面上用直线拟合法找出无植被直线 L_T 或 L_S (相当于土壤亮度轴,即背景亮度轴);分别计算出某点 P,在二维平面内,到亮度轴的垂直距离 d_T 、 d_S 。它们分别可以作为 TM、SPOT 图像上, P 像元的垂直植被指数 PVI_T 、 PVI_S 。通过指数提取、不同时期指数对比,可以反映土地利用的变化。但是影响 BI、PVI 变化的因素很多,也很复杂,直接运用亮度指数、植被指数,难以区分哪些是需要监测的变化、哪些是不感兴趣的变化。为了正确反映变化类型及变化量,引入“变化向量”的概念。

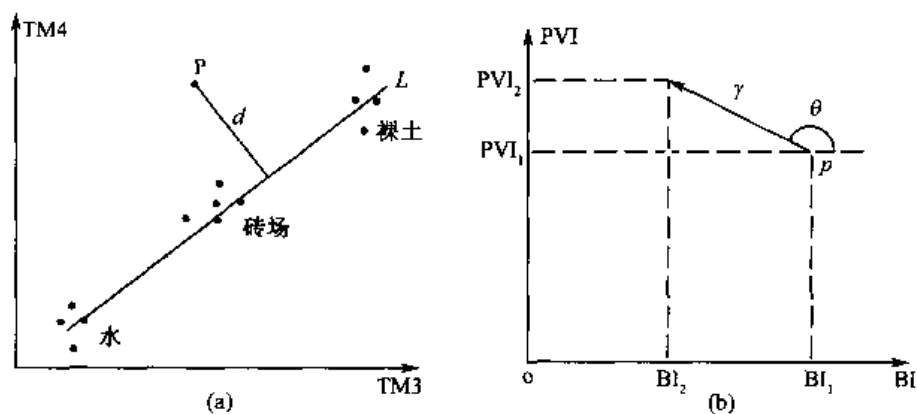


图 11.8 农业土地利用的变化向量分析^[23]

3) 求算变化向量

采用“BI-PVI”构成“植被投影面”[如图 11.8 (b) 所示]。计算平面上 2 个不同时相图像的变化向量 γ ——反映 BI、PVI 的增减变化。根据变化向量 (γ) 的大小和方向 (θ)，来提取要监测的变化。其中 γ 的大小反映变化程度， θ 表变化方向。

4) 变化分类及输出分类图

根据实地情况，确定变化向量大小上取 208 为门限值，即在变化分类图中，变化向量值小于 208 的视为无变化，而大于 208 的变化为所要监测的变化。以已知样地为依据，再将变化向量的方向 360°分为 9 个区间，得 9 个变化类别（如图 11.9、表 11.2）。不同类别级给予不同的颜色，使得土地利用变化监测图，即变化分类图。图中，以绿色系列表征植被指数的增加，以红色系列表征植被指数的减少。则较规则的绿色或红色表示冬小麦地块的增减；村镇、乡路边的红斑多为非农用占用了耕地，而道路、渠系两侧绿化程度变化而出现的红、绿斑，反映了植树造林及成活率等。最后，经实地验证的 22 个变化图斑均准确无误。

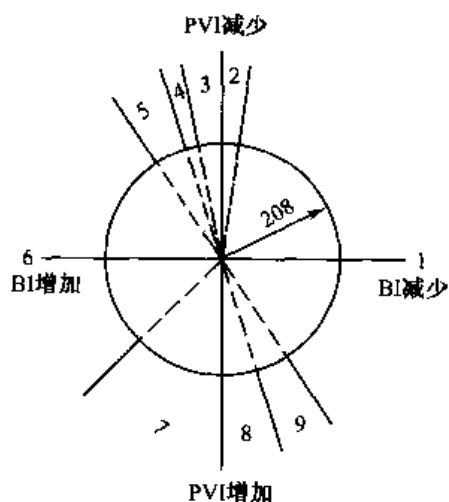


图 11.9 变化向量的分类

这是个直接用遥感动态信息来实现土地利用变化监测的方法。在大面积推广中尚存在伪变化信息的消除，变化向量大小门限值的选择及角度界限的确定等问题，尚待进一步改进和完善。

表 11.2 分类结果

类 号	1	2	3	4	5	6	7	8	9
变化方向*	212~58	59~63	64~70	71~74	75~87	88~159	160~191	192~201	202~211
变化大小	208~255								

* 这里变化方向值 0~255 对应角度 0°~360°。

2. 城市土地利用的变化

随着城市化进程,城市规模不断扩大和经济高速发展,城市成为了人口、资源、环境问题的焦点,出现了一系列资源、环境的新问题。如大量可耕作土地和绿地被丧失,生态环境遭到破坏;城市垃圾、工厂灰渣废料的堆放使环境污染加剧等。城郊(城市边缘区)是土地利用变化最为剧烈、频繁的地方。

遥感信息的周期性、宏观性、现势性的特点,使之成为及时获取变化信息,进行城市动态监测、环境分析等研究的必不可少的手段。

这里以太湖平原城市化和耕地变化的遥感监测为例,太湖平原位于长江下游和杭州湾之间是长江三角洲的核心部分。这里人口集中、工农业发达、城市化程度高(集中了上海、苏州、无锡、常州、杭州、嘉兴等城市和相应的开发区)是我国重要的经济区和耕地分布区。区内经济的发展和城市化进程的迅速推进,使整个地区土地利用变化大。其中城郊耕地的变化尤为明显。对之的遥感动态监测,主要采用以下步骤^[24]:

1) 资料的采集与预研究

(1) 历史资料:包括过去的航空像片、各类专题图、规划图等;

(2) 调查资料:包括农业结构及耕地变化调查,如从一年三熟(麦-稻-稻)到一年二熟(麦-稻、麦-棉),从单一粮食作物到农林牧副渔全面发展等。

(3) 遥感数据:1989~1993年的 Landsat/TM 图像及数据,并进行了不同时相遥感图像数据的几何纠正、空间配准。

2) 分类系统的确定

城市郊区的土地利用,兼有城市用地和乡村用地的特点,因此土地利用变化监测分类系统分为耕地(耕地、菜地)、林地、城镇建设与工矿用地、水域(鱼塘、湖泊、河流)、其他用地等6个一级类型和5个二级类型。

3) 变化信息的遥感提取

(1) 不同年份卫星图像的假彩色合成。在这幅用红、绿、蓝反映不同年份信息的假彩色合成图像上,按色调和图斑标志,检测变化信息(变化区域及变化量)并与不同时相的卫星图像进行目视解译、对比分析,以进一步确定其变化类型。对于耕地,用成数抽样法计算耕地变化结果。

(2) 在多时相遥感数据空间配准的基础上,分别进行自动分类。分类的方法,可以在野外调查、大比例尺专题图的指导下选择训练区的监督分类;也可在专家系统支持下,基于知识分级结构的自动分类。后者分2个层次,“处理级”包括结构分类和专题信息提取(城区、水域、耕地、菜地……);“识别级”则是利用提取出的辅助信息作为“知识”对预分类结果进行判断、修改,以获取较好的分类结果。然后进行不同时相土地利用分类图像的套合、对比,以提取变化信息(变化区域及变化量)。

(3) 对多时相遥感数据进行主成分分析、比值分析等,来分别提取单项专题特征信息,并检测其变化。

4) 在 GIS 支持下的遥感快速动态监测

- (1) 建立背景数据库, 包括土地利用、行政区划界线、DEM、遥感等;
- (2) GIS 与遥感的连接;
- (3) 利用 GIS 的空间分析功能, 进行复合分析、叠合分析、动态分析等。

5) 结果分析

(1) 城市化特点: 城市化速度快, 各类开发区设置与城镇扩展难以区分, 乡镇企业蓬勃发展推动城市化进程等。

(2) 耕地变化特点: 从不同时段的不同变化分析可知, 耕地的减少与开发区建设、城镇扩展直接相关, 公路增加、拓宽及水利骨干工程建设与耕地减少直接相关。

为了保持区域经济的稳定持续发展, 定期 (每 2~3 年) 进行遥感宏观调查和动态监测是非常必要的。

§ 11.3 土地资源评价

11.3.1 概 况

土地资源评价是关系到土地资源管理和有效利用的一个十分重要的问题。它主要研究土地农林牧的生产潜力。包括适宜性、限制性 (对农林牧的限制程度), 来进行综合评价——即鉴别土地对某种用地类型的好与坏, 按土地生产力的高低, 划分土地质量等级 (如多宜类、双宜类、单宜类、不宜类, 并进一步划分为一等地、二等地……)。土地资源评价是以土地质量评价为核心, 以土地类型和土地利用现状为基础, 主要借助于土地的性状与利用类型对土地条件的要求, 来鉴定各类土地的质量等级。它包括质量鉴定和数量估算两个基本内容。

前述的土地类型主要是指土地的生态自然因素 (即环境属性), 如气候 (温度、降水)、地表形态、植被等。土地资源类型是在土地类型基础上, 考虑土地的生产性因素 (即资源属性), 如气候因素中与作物生长密切相关的因子——温度 $\geq 10^{\circ}\text{C}$ 的积温、降水量与时段分布、地下水供求能力、地形部位与坡度坡向、土壤性状与土层厚度、盐碱化程度、水渍程度、植物本身的生态习性和群落机理等。土地质量的高低主要取决于这些生产性因子相互作用所制约的土地生产潜力。这是土地资源评价的基础。

过去土地利用规划主要是从土地利用要求和土地的自然条件及特征分析来进行, 较少考虑它是否顺应自然规律、生态规律和经济规律。随着生产、社会发展和市场需求, 须适时的进行土地评价和利用规划。这种土地资源的评价需遵循一些基本原则, 如土地利用的要求与土地质量相适应、投入与产出相协调、因地制宜、以土地持久利用为前提等等。它涉及到许多因素包括土地用途、土地属性、土地持续发展、社会经济条件和时空因素等。利用遥感来进行土地资源评价的核心思想是要基于遥感快速获取和处理有关因子, 并在土地资源评价科学理论与模型的基础上, 结合地理信息系统数据库与系统分析功能的支持, 来达到快速、客观、科学评价的目的, 为决策服务。

11.3.2 研究方法

遥感进行土地资源数量化分析评价,首先要考虑评价的主要目标、区域特点与涉及的因素,以及通过遥感手段获取土地资源评价有关因子数据的可能性,在此基础上确定评价方案。主要涉及到以下内容。

1. 评价因子的选择

土地的质量等级是由若干限制因子决定的。所谓限制因子是指土地内涵的某些因素在某种临界限度内对农林牧业生产力产生的制约作用。由于土地资源的内在复杂性,在土地资源评价中要考虑的因素很多。如地形因子——海拔高度(影响到水热条件)、坡度与坡长(与土壤侵蚀等有关)、地貌部位(包括坡向);气象气候因子——净辐射、温度、降水(包括分布与强度)、蒸发、风速(影响蒸发、蒸腾)、雹或雪;水文因子——地下水埋深、排水条件、水源保证状况;土壤因子——上层厚度、质地、颜色、结构、土壤养分(肥力)、土壤侵蚀程度、土壤湿度、盐渍化、沙漠化、沼泽化程度,风蚀、风积程度;植被因子——植被覆盖度、植物群落、作物类别;社会经济因子——作物产量、投入水平、管理水平、经济效益(生产成本、产品价格)等等。这些因子多数是可以通过遥感信息的判读或专题图的数字化获得,部分可通过采样分析或统计、调查资料获得。评价因子的选择是十分关键的。选择中应注意,根据区域特点因地制宜地选择代表性的典型因子,同时考虑到不同的利用方式(农、林、牧),其评价因子是有差异的以及各土地评价因子对某种土地利用方式的作用是相关的,如土壤侵蚀强度不仅与地形坡度有关,还与坡长、土壤质地、降雨强度等有关。

2. 评价指标体系的建立

根据区域特点对每个评价因子进一步划分不同的评价指标(分级标准)。

表 11.3 为三北防护林地区土地资源评价因子及评价指标^[22]。表中选取 11 种评价因子,每个因子均分为 6 个级别,用 0~5 表示。有些评价因子如坡度、细土层厚度,或植被覆盖度、积温、地下水埋深等,均可用不同的数量范围来区分;有些因子如土壤质地(粒度组成)、土壤侵蚀(细沟、浅沟、切沟、冲沟发育状况及密度)、土壤养分(颜色、有机质含量)、盐渍化程度(颜色、含盐度)等,则是通过对其特征、状态的描述加以区分。

3. 评价指标的数量化

评价指标的量化是将众多模糊的地理环境因子指标定义为具体的量化指标,也就是对不同评价指标的等级赋值——给各因子指标赋予相应的数值或记分,如最优的赋予 10,最差的赋予 0 或 2,其余依次类推。由于各要素对土地资源的限制影响程度不同(即重要性不一致),且这种影响又因地而异,如黄土高原区以土壤侵蚀程度为主,黄淮海平原可能盐碱化是主要的……,所以在量化中必须对各要素(评价指标)按其作用的大小赋以不同的权重或记分。至于“权重”的确定,可有以下几种方法。

表 11.3 三北防护林地区土地资源评价因子及评价指标^[22]

限制因素 指标 强度级	坡度 P	水源 保证率 r	积水 程度 W	沼泽化 程度 h	细土层 厚度 d	土壤 质地	障碍土 层分布 深度 I	盐渍化 程度 S	土壤 侵蚀 C	风蚀风积 程度 V	温度 状况	量化 赋值
0	$<3^\circ$	水源 充足	不积水	潜育层 距地面 80cm 以下	$>50\text{cm}$	中—轻壤	无	无	无	无	温暖	10
1	$3^\circ\sim7^\circ$	水源 有保证	偶然有 积水	潜育层 距地面 50cm 以下	$30\sim50\text{cm}$	轻壤 中壤	$>50\text{cm}$	轻微	微	无	温和	8
2	$7^\circ\sim15^\circ$	水源 基本有 保证	短期 积水	潜育层 距地面 30cm 以下	$15\sim30\text{cm}$	沙壤 重壤	$50\sim40\text{cm}$	轻—中	轻	不明显	温凉	6
3	$15^\circ\sim25^\circ$	水源保 证率差	季节性 积水	潜育层 距地面 15cm 以下	$<15\text{cm}$	细沙土、 黏土	$40\sim30\text{cm}$	中—重	中	有明显特 征,根系出 露,有薄层 浮沙	寒温	4
4	$25^\circ\sim35^\circ$	水源 无保证	长年 积水	潜育层 接近地 表	无细土 层,但局 部有细 土	细沙土、 重黏土	$30\sim20\text{cm}$	重	强	风蚀风积 中等,有沙 砾或出现 低矮沙丘	亚寒	2
5	$>35^\circ$	无水源 极端 干旱	水体		裸岩	沙砾	$<20\text{cm}$	盐土	特强	风蚀风积 强烈,地表 有流动沙 丘	寒冷	0

表 11.4 新疆阿克苏流域土地资源评价因子及权重^[22]

限制因素 权重 利用方式	地面 起伏度	地下 水深	地下水 矿化度	灌溉 条件	土层 厚度	土壤 质地	有机质	盐化 程度	植被 覆盖度	牧草 质量	$>10^\circ\text{C}$ 积温
宜农	0.05	0.05	0.20	0.25	0.20	0.07	0.03	0.10			0.05
宜林		0.10	0.20	0.25	0.20	0.10		0.15			
宜牧	0.02	0.20		0.20		0.02	0.03	0.15	0.28	0.10	

1) 经验系数法

为了避免主观片面性(各人理解不同,可有不同的选择),可以请专家咨询共同商定,即专家咨询评定法来确定各评价因子的权重。表 11.4 为新疆某地土地资源评价因子及权重表,表中反映对于不同的土地利用方式(如宜农、宜林、宜牧)各评价因子的

权重是变化的, 如对宜农地而言, 灌溉条件、土层厚度、地下水矿化度是主要的, 而对宜牧地而言, 则植被覆盖度是最主要的。

2) 线性回归分析法

在土地资源评价中, 应用回归分析法可以近似地确定土地生产力与诸评价因素的相关关系, 以及土地评价因素之间的主次关系, 从而达到筛选评价因素及确定它们权重的目的。

其多元线性回归方程表示为

$$y = b_0 + b_1x_1 + b_2x_2 + \cdots + b_mx_m \quad (11.4)$$

式中: y 为评价单元的土地基本产量; x_1, x_2, \cdots, x_m 为评价因子; b_0, b_1, b_2, b_m 为回归系数, 表示自变量 x 的变化, 因变量 y 的增长量。 x, y 是已知的, 求回归系数。

$$b = \frac{L_{xy}}{L_{xx}} \quad (11.5)$$

式中: L_{xx} 为自变量平方和; $L_{xx} = S_x^2(n-1)$; S_x 为自变量标准差; n 为样点对的数目; L_{xy}

为 x, y 乘积的平方和 $L_{xy} = \sum xy - \frac{\sum x \cdot \sum y}{n}$ 。

一般用复相关系数 R 和 F 检验值表示 y 与评价因子 x 之间的线性关系的密切程度, 进行回归效果分析。当 R 越接近 1 时, 表明线性回归效果越好。

$$F = \frac{\text{回归方差}}{\text{离回归方差}} \quad (11.6)$$

式中: 回归方差 $= \frac{(L_{xy})^2}{L_{xx}}$; 离回归方差 $= L_{yy} - \frac{(L_{xy})^2}{L_{xx}} = L_{yy} - \text{回归方差}$; L_{yy} 为因变量平方和; $L_{yy} = S_y^2(n-1)$; S_y 为回归系数标准差。

当计算的 F 值 \geq 表中的 F 理论值, 则表明 y 与 x 之间总的回归效果显著, 线性相关关系密切, 回归系数可靠。

各自变量(评价因子)的重要性和评价因子的权重 P_i , 用偏相关系数 r 及 t 检验。

$$r = \frac{L_{xy}}{\sqrt{L_{xx} \cdot L_{yy}}} \quad (11.7)$$

当 $|r|$ 越大时, 说明此 x 对于 y 的作用越显著, 不可把 x 剔除。

$$P_i = \frac{b_i}{\sum b_i} \times 100$$

回归分析法不仅可用于筛选参评因素, 而且可以用数学方法确定这些参评因素的权重。因而有助于减少土地评价中的主观随意性, 提高其科学性。但它要求有足够的、具有代表性的样本数量, 且计算量较大。

3) 层次分析法

层次分析法(简称 AHP 法), 是美国匹兹堡大学运筹学家 T. L. Saaty 于 20 世纪 70 年代中期提出的一种多层次权重分析决策方法。其特点是具有高度的逻辑性、系统

性、简洁性和实用性，现已广泛运用于社会经济系统的决策分析。

4. 建立土地资源评价模型

根据大量实况和室内资料的分析、归纳和量化，按一定的约束条件，各限制因素对土地适宜性的影响（即已确定的评价因子和它们的权重大小），建立反映各评价指标间数量关系的数学表达式——即不同的土地资源评价模型。如：记分模型—计算评价单元的总分值，表示为：

$$A = \sum_{i=1}^n P_i A_i \quad (i = 1, 2, \dots, n) \quad (11.8)$$

式中：A 为评价单元中参评因子的指数和，即总分值； P_i 为第 i 个评价因子的权重； A_i 为第 i 个评价因子的评价指数（即得分）； n 为评价因子数。

由上式计算出土地对农林牧不同适宜程度的总分标准，以及各评价因素不同限制程度的数值标准。再按 A 值的大小、规定等级的总分区间，进行土地资源的评定——划分土地适宜性类别和土地质量等级，包括多宜类（宜农林牧类）、双宜类（宜农林、宜农牧、宜林牧类）、单宜类（宜农、宜林、宜牧地）、不宜类（暂不宜农林牧地），以及各种类别的土地等级：一等地、二等地、……八等地。最后输出土地资源评价图和相应的数据。

5. 土地合理利用空间配置

土地资源评价并非最终目的。它不仅要为土地资源管理和有效利用提供科学依据，而且还要为土地合理布局、利用提出具体方案，因而需对土地利用现状与土地生产潜力进行对比研究。

（1）图形叠合分析——在 GIS 支持下，将土地利用现状图与土地资源评价图进行叠合分析，可得两者的复合图。此图反映了该区土地利用与土地生产力之间的不同关系——可划分出不同的组合类别。

（2）土地合理利用的空间配置。从土地资源的质量特点出发，考虑土地利用的社会效益、经济效益、生态效益，对上述的不同组合类别进行归纳、分析，划分出：利用合理、不需要进行调整的土地（包括农、林、牧等），和目前的利用不合理需要作进一步调整的土地（即土地利用现状与土地质量特点不协调部分）。后者又可进一步分为逐步退耕还林牧地、退耕还林地、退耕还牧地等。最终输出土地资源合理利用空间配置图和相应的图表、数据、文字等，为进一步决策规划服务。

§ 11.4 土地退化的遥感动态监测

11.4.1 概 况

土地资源是人类生存的基础。它随时随地发生着自然及人为的变化。随着世界人口的剧增和全球气候环境变化，人类对土地压力的明显增加，土地退化问题也越来越危及到人类的生存。特别是在发展中国家，由于有限的土地资源上负载力过大，经济的快速

发展占用土地过多,加之土地管理制度不够健全、土地经营粗放,土地资源利用的不合理现象普遍存在,如土地的过度开发耕种、森林的过度砍伐、草原的过度放牧、水资源的不合理利用等。土地利用形式的变化,不仅能改变局地的能量平衡和物质交换,即改变了地表蒸发、蒸散,影响自然界的水循环,又破坏了自然界的生态平衡、改变着自然界的C循环,并使土壤肥力和持水能力下降,致使土地贫脊化、盐碱化、沙漠化、沼泽化、石质化、钙积化以及水土流失等现象,统称为土地退化。

尽管目前世界各国采取了大量措施,并颁布了一系列法规保护土地、保护生态环境,但环境的改造、退化的逆转是个非常长的过程,何况有的破坏是难以全面恢复的,因而对土地退化现象的研究始终是十分重要的。

遥感与GIS的结合是进行土地退化监测和动态分析必不可少的重要手段。它不仅可以提供对土地退化现状的及时定量分析,还能从时空不同尺度提供对土地退化状况的动态监测和快速评价,为进一步控制、预测提供科学依据。

土地退化中,尤以土地荒漠化危害最大。荒漠化包括沙漠化、砾漠化、盐漠化等,其中土地沙漠化是最突出的威胁。沙漠化是干旱、半干旱地区(包括有干季的半湿润地区)土地生产力衰退的环境退化过程。它是衡量荒漠化的重要指标之一。据联合国分析资料,全球约有35%的土地处在沙漠化威胁之下,每年约有2000万公顷耕地沙化,有500万~700万公顷变为沙漠,粮食减产12%~21%,年损失260亿美元。它改变着整个地球环境。我国荒漠化土地占全国国土的27.3%,近20年来沙漠化土地每年以2400km²的速度继续扩展。

沙漠化是自然和人为因素长期共同作用的结果,是人类强度活动与环境、资源之间不协调的产物。丰富的“沙源”(地表松散沉积物)及干旱多风的气候是沙化形成的自然因素;而滥垦耕地、超载放牧、过度樵采及水资源利用不当等人类活动是沙化形成的人为因素。正是这种人类对土地的超强度利用以及与干旱多风的沙质地表环境的相互作用,使脆弱的生态平衡遭到破坏,地表植被覆盖度减少,土地风蚀粗化,地面出现以风沙作用为主的类似沙漠的环境退化现象,如流沙再起、沙丘活化、沙漠边缘向外扩张、风沙堆积和降尘作用导致部分耕地、草地退化而呈裸地或被沙土覆盖等。

土地沙漠化具体表现在以下四方面的变化:

(1) 地表形态的变化,指出现以风成地貌为主的景观——斑点状流沙、灌丛沙堆、各种类型的沙丘、沙地外延等风积地貌以及风蚀劣地、风蚀坑、风蚀雅丹等风蚀地貌空间分布范围的扩大。

(2) 地表组成物质的变化,指疏松地表物质在风力作用下,细粒物质吹失、粗粒物质富集,土壤养分及微量元素等减少,土壤性能变差、肥力丧失,导致土地生产力下降、土壤粗化、贫瘠化。

(3) 植被生境的变化,指植被覆盖度、植物群落结构和种群组成的变化,如从草原→疏林草原→荒漠草原演化,植株矮化、植被盖度减小、植物属种组合变化、生物量降低等。

(4) 人类活动程度和土地利用方式的变化,指土地的农林牧利用方式及人类利用强度如过度放牧(牧畜超载率)、过度开垦(人口超载率)等负面效应以及利用改造、防护林带建设等正面效应。

土地退化中,除土地沙漠化外,土地盐碱化(或盐渍化)也有相当大的危害。全国范围内因盐渍化而废弃的土地每年达1500万~2250万亩。在干旱、半干旱和半湿润地区,由于气候干旱、不良灌溉或缺乏必要的排水条件等,均会发生土壤盐渍化及次生盐渍化现象。

土壤盐渍化,又因处于不同季节或因化学成分不同或因对作物生长的抑制作用强弱差异等,致使在遥感图像上形成不同的影像模式。如春季为泛盐季节,干旱多风、地下盐分运移到地表,盐渍土表层出现盐霜、盐壳、盐皮,使地表反射率高、影像色调变浅、而多呈白色、灰白色花斑状影纹;秋季多雨土壤中可溶性盐分淋溶,但碱土中的 Na^+ 离子吸附于土壤黏粒中不易淋溶,且透水性、通气性差,土壤易于板结,地面较光滑坚实,反射率较高,也呈浅色调;但是,在一些排水不畅或土壤质地较黏重的地段,会发生苏打或镁盐的积累, Cl^- 离子的吸湿性,使土壤湿度大,呈暗色调,或某些碱化土壤能发生有机质的胶溶作用,地表反射率低、也发暗色^[25]。此外,土壤盐渍化使作物吸水能力减弱、作物含水性降低、蒸腾减少、叶面温度升高,作物生长发育受到抑制,叶面变小,生长稀疏、植被覆盖度减小,且近红外反射率下降,因而与健康绿色植物的光谱特征有所差异,不难将它们区分出来。

土壤积盐过程主要是因地下水或地下水与地表水强烈蒸发使可溶性盐类在地表积累而致。它与地下水埋深及矿化度等密切相关,而地下水状况又是与地貌部位相关的。如黄淮海平原的低平洼地及缓平坡地受地下水垂向和侧向运动的影响,地面蒸发强烈,土壤易于盐渍化。因而,土壤盐渍化的成像机理,并结合特定地貌部位的分析,易于从遥感图像上识别出盐渍化,并通过图像处理方法提取出盐渍化的专题信息。

三江平原的沼泽化、黄土高原的水土流失,也属土地退化的表现。三江平原为黑龙江、松花江、乌苏里江三江组成的冲积低平原。平原上河曲发育,漫滩上古河道、牛轭湖、洼地广布、沼泽湿地成片分布。其低位沼泽常年积水、土质黏重,在遥感图像上呈暗色团块;其高位沼泽生长茂密的草甸、芦苇,两者构成明显的团块状结构。而黄土地区,因黄土具有质地均一、细腻、沉积厚、垂直节理发育等特点,极易受流水作用侵蚀,而呈现“塬、梁、峁”及沟谷纵横的地貌景观。在遥感图像上,以浅色、均匀、细腻的面状图型的背景上,发育大量的树枝状水系为其特色。遥感在研究水土流失及建立土壤侵蚀遥感模型方面,已有许多有价值成果,这里不作论述,有兴趣者可看有关论著。

11.4.2 研究方法

遥感进行土地退化的定量研究,以土地沙漠化为例,除遥感数据的获取、预处理外,主要涉及以下内容。

1. 评价指标的确定

以上的分析表明,土地沙漠化集中地反映在土地沙化与植被退化的相互演替上。在遥感图像上则多以风沙信息的增强和植被信息的衰减为其特色,两者相辅相存。根据不同的区域特征,两者各有所侧重,并相互印证。

所谓“风沙信息的增强”指片状流沙、灌丛沙堆、各种类型沙丘、风蚀地、砾质化

地表(裸地)等的大范围出现。它们多呈浅色调、条带或斑块状、界线不清、边缘有晕化现象,总体上常表现出一定的方向性,其延伸方向基本表征该地的主风向。所谓“植被信息的衰减”主指植被覆盖度减小、生物量降低,并在较为均一的植被背景影像中出现了一些不规则的“天窗”——浅色斑块,多为弃耕地、退化草地、风蚀地等。

土地沙漠化是个动态过程,可以用不同的指标对其发展程度加以判断、分级(表11.5)。其中有诊断意义的直接评价指标为流沙(包括风蚀地)面积——面积百分比、变化速率,以及植被覆盖度。此外还有些辅助指标,如风蚀、风积厚度,土壤吹蚀量,沙丘类型、高度、密度、活动程度,人口、牲畜超载率,地表形态组成特征,土地利用方式等。

表 11.5 土地沙漠化发展程度分级指标

级别	类型	流沙占该地面积%	流沙年均扩大面积占该地面积%	植被覆盖%	地表形态组成特征	土地利用方式
I	潜在沙化	<5	<0.25	>50	覆沙黄土,结皮固定沙地,偶见流沙点和风蚀地	具良性生态结构,以放牧为主,有部分耕地
II	正在发展中	5~25	0.25~1.0	50~15	平地风沙土,片状流沙、灌丛沙堆、半固定沙地、风蚀地相结合分布	退化草地、弃耕地,生态结构变得不稳定
III	强烈发展中	25~50	1.0~2.0	15~5	风沙土,半固定沙地或风蚀地大面积分布,灌丛沙堆密集,沙丘高度<1m	严重退化草地、沙生灌丛,生态结构濒临解体
IV	严重沙化	>50	>2.0	<5	密集流动沙地或风蚀劣地占绝对优势,新月型沙丘高度>1m	少量疏林、矮小沙生植被,生态结构已解体

2. 专题信息特征提取

沙漠化指标均可以通过遥感和地面调查结合的方法获得。如遥感监测土壤亮度、植被盖度、土壤湿度、沙地面积等信息;地面调查植被覆盖度、土壤质地、沙丘类型、土壤吹蚀量、人类活动情况等。在遥感专题信息提取中,可采用多种定量分析方法:

(1) 指数提取法。通过不同波段亮度值的算术运算,提取对土壤或植被信息有特征意义的指数,如归一化植被指数($NDVI = (NIR - R) / (NIR + R)$)、沙化指数(如地表反射率、植被覆盖率等),或通过谱系图聚类法^[39]、建立判别函数等来区分不同的类别,为分区监测、控制和治理提供依据(参见第12章有关内容)。

(2) K-T变换法(即穗帽变换TC)。运用K-T变换能有效分离土壤与植被信息的特点,对变换后的第一主成分(KT_1)反映土壤亮度的图像和第二主成分(KT_2)反映植被分量的图像分别进行再分类或阈值分割,而得具体划分指标。

(3) 混合像元分析法。采用线性光谱混合模型,获得像元基本组分(endmem-

ber)——土壤(包括沙地、风蚀裸地等)与植被等在各像元所占比例的分量图和数据(参见第10章有关内容)。

以上具体方法请参看书中的有关章节,这里不再重复。此外,还可利用多种遥感数字图像处理方法进行专题提取,以获得有关沙地、植被等的空间分布及面积变化,绘制土地沙漠化的等级图表。

3. 分析与评价

通过不同时相遥感数据的专题提取,在GIS支持下进行变化检测和模型分析,如可以用时间序列预测、趋势外推预测、回归分析预测等,建立沙漠化发展、沙漠化灾害预测模型,或运用模糊数学、系统动力学理论等,建立沙漠化灾害的评价模型(变化检测方法请参看第7章有关内容);研究该区土地沙漠化的现状、总体分布规律、时空变化趋势,以保证实时动态监测和快速评价,为进一步规划和提出防治、改造方案提供科学依据。

参 考 文 献

- [1] Loveland T. R., Reed B. C., Brown J. F., Ohlen D. O., Zhu Z., Yang L., Merchant J. W., 1998, Development of a global land cover characteristics database and IGBP DISCover from 1-km AVHRR data. *Int. J. Remote Sens.*, (in review).
- [2] Sellers P. J., Los S. O., et al., 1996, A revised land surface parameterization (SiB2) for atmospheric GCMs-Part II: The generation of global fields of terrestrial biophysical parameters from satellite data. *Journal of Climate*, 9:706-737.
- [3] Defries R. S., 1994, NDVI-Derived Land cover classification at a Global Scale, *Int. J. Remote sens.*, 15(17): 3567-3586.
- [4] Vogelmann J. E., Sohl T., & Howard S. M., 1998, Regional characterization of land cover using multiple sources of data. *Photo. Engin. & Remote Sens.*, 64(1):45-57.
- [5] 刘纪远主编,1996,中国资源环境遥感宏观调查与动态研究,中国科学技术出版社.
- [6] Pielke R. Lee, T. J. Copeland, et al., 1997. The use of USGS-Provided Data to improve weather and climate simulations. *Ecological Applications*, 7(1):3-21.
- [7] Fennessy M. J. & Xue Y., 1997, Impact of USGS vegetation map on GCM simulations over the United States. *Ecological Applications*, 7(1): 22-33.
- [8] Yang L., Weily B. K., Tieszen L. L., Reed B. C., 1998, An analysis of relationships among climate forcing and time-integrated NDVI of Grasslands over the U. S. Northern and Central Great Plains. *Remote Sens. Environ.*, 65: 25-37.
- [9] Belward A. S., 1996. The IGBP-DIS global 1 km land cover data set (DISCover): Proposal and implementation plans. IGBP-DIS working paper 13. IGBP-DIS office, Toulouse, France, 61.
- [10] Zhu Z., Yang L., Stehman S. V., Czaplewski R. L., 1998, Designing an accuracy assessment for USGS regional and land cover mapping program. In Proceedings, The Third International Symposium on Spatial Data Accuracy Assessment in Natural Resources and Environmental Sciences, Quebec city, Canada.
- [11] Stehman S. V. & Czaplewski R. L., 1998, Design and analysis for thematic map accuracy assessment: fundamental principles. *Remote Sens. Environ.*, (in press).
- [12] Moody A. & Strahler A. H., 1993, MODIS land cover product algorithm technical basis document. NASA Mission to Planet Earth Program, Greenbelt, MD 39.
- [13] Hansen M., Dubayah R. & Defries R., 1996, Classification trees: an alternative to traditional land cover classifiers. *Int. J. Remote Sens.*, 17(5): 1075-1081.

- [14] Wang Y. & Civco D. L., 1995, Three Artificial Neural Network Paradigms in high Dimensional Multisource Spatial Data Classification. *Geographic Information Sciences*, 1(2):73-87.
- [15] Steyaert L. T., 1996, Status of land data for environmental modeling and challenges for geographic information systems in land characterization. In *GIS and Environmental Modeling: progress and research issues*, M. F. Goodchild, L. T. Steyaert, B. O. Parks, C. Johnston, D. Maidment, M. Crane, and S. Glendinning, Editors. Fort Collins, CO, *GIS World*; 17-27.
- [16] Eidenshink J. & Faundeen J., 1994, The 1 km AVHRR global land data set. First stages in implementation, *Int. J. Remote Sens.*, 15, 3443-3462.
- [17] Olson J. S., 1994, Global Ecosystems Framework: Definitions, USGS EROS Data Center Internal Report, Sioux Falls, SD, 37.
- [18] Dickinson R. E., A. Henderson-Sellers, Kennedy P. J. & Wilson M. F., 1986, Biosphere-Atmosphere Transfer Scheme (BATS) for the NCAR Community Climate Model, NC Technical Note, NCAR/TN-275+STR, Boulder, Co.
- [19] Anderson J. R. et al., 1976, A land use and land cover classification system for use with remote sensor data. U.S. Geological Survey Professional Paper 946. Washington, DC: USGPO.
- [20] Running S. W., Loveland T. R. & Pierce L. L., 1994, A vegetation classification logic based on remote sensing for use in global scale biogeochemical models, *Ambio*, 2:77-81.
- [21] Michaelson J., Schmiel D. S., et al., 1994, Regression tree analysis of satellite and terrain data to guide vegetation sampling and survey. *Journal of Vegetation Science*, 5, 673-686.
- [22] 徐冠华主编, 1994, 再生资源遥感的理论及其技术应用, 中国林业出版社.
- [23] 王杰生等, 1989, 土地利用变化的卫星遥感监测, 环境遥感, N. 4.
- [24] 倪绍祥编者, 1999, 土地类型与土地评价概论, 高等教育出版社.
- [25] 郑威, 陈述彭主编, 1995, 资源遥感纲要, 中国科学技术出版社.
- [26] Defries R. S. & Townshend J. R. G., 1994, Global land cover: Comparison of ground based data sets to classifications with AVHRR data. In *Environmental remote sensing from regional to global scales*, G. M. Foody and P. J. Curran. New York, John Wiley and Sons. 84-110. International Geographical Union. 1952. Report of the Commission on world land survey for the period 1949-1952. Worcester, MA.
- [27] Justice C. O. et al., 1998, The Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer (MODIS): Land remote sensing for global change research. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, 36(4):1228-1248.
- [28] Loveland T. R., Merchant J. W., et al., 1991, Development of a land cover characteristics database for the conterminous U. S., *Photo. Engin. & Remote Sens.*, 57, 1453-1463.
- [29] Loveland T. R., Merchant J. W., et al., 1995, Seasonal Land Cover Regions of United States, *Annals of the Association of American Geographers*, 85(2): 339-355.
- [30] Mark A. F., C. E. Brodley & A. H. Strahler, 1999, Maximizing Land Cover Classification Accuracies Produced by Decision Trees at Continental to Global Scales, *IEEE Tran. Geosci. Remote Sens.*, 37(2):969-977.
- [31] Statistical Sciences, 1993, S-PLUS Guide to Statistical and Mathematical Analysis, Version 3.2., Seattle: Statsci, a division of Math Soft, Inc.
- [32] Townshend J. R. G., 1994, Global data sets for land applications from advanced very high resolution radiometer: An introduction. *Int. J. remote Sens.*, 15(17): 3319-3322.
- [33] 陈述彭、赵英时, 1990, 遥感地学分析, 测绘出版社.
- [34] 范海生、马蔼乃、李京, 2001, 采用图像差值法提取土地利用变化信息方法, 遥感学报, 5(1):75-80.
- [35] 甘甬平、王润生等, 1999, 基于遥感技术的土地利用与土地覆盖的分类方法, 国土资源遥感, 4: 40-45.
- [36] 朱震达等, 1990, 从若干典型地区的研究对近十余年中国土地沙漠化演变趋势的分析, 地理学报, 45(4).
- [37] 吴薇, 1997, 沙漠化遥感动态监测的方法与实践, 遥感技术与应用, 12(4).
- [38] 王让会、樊自立, 1998, 利用遥感和 GIS 研究塔里木河下游阿拉干地区土地沙漠化, 遥感学报, 2(2):137-142.
- [39] 王熙章、王涛等, 1993, 沙漠化灾害监测与评价信息系统, 重大自然灾害遥感监测与评估研究进展, 中国科学技术出版社.

第 12 章 植物遥感

植被在地球占有很大的比例,陆地表面的植被常是遥感观测和记录的第一表层,是遥感图像反映的最直接的信息,也是人们研究的主要对象。作为地理环境重要组成部分的植被,与一定的气候、地貌、土壤条件相适应,受多种因素控制,对地理环境的依赖性最大,对其他因素的变化反映也最敏感。因此,人们往往可以通过遥感所获得的植被信息的差异来分析那些图像上并非直接记录的隐含在植被冠层以下的其他信息。如水土资源、蚀变带与矿藏、地质构造、自然历史环境演变遗留的痕迹等。

我们已讨论过植物内部所含的色素、水分以及它的结构等控制着植物特殊的光谱响应。同时,我们还知道植被在生长发育的不同阶段(从发芽—生长—衰老),从其内部成分结构到外部形态特征均会发生一系列周期性的变化。这变化是以季节为循环周期的,故称之为植物季相节律。植物季相节律从植物细胞的微观结构到植物群体的宏观结构上均会有反映,致使植物单体或群体的物理光学特征也发生周期性变化,因此有可能通过多光谱遥感信息获得植物及其变化的信息,直接监测植被长势、病虫害以及进行森林、草场制图、生物量估算等多方面研究。

此外,陆地植被又是那些危及人类生存的生物地球化学循环中的关键因子。如全球碳循环中,陆地植被尤其是热带或北纬地区的陆地植被是很关键的。植被通过光合作用吸收 CO_2 , 将 C 短期储积在叶内或较长期的储积在根部,它对大气中 CO_2 含量,对日益严重的“温室效应”均是至关重要的。通过遥感提供的植被宏观变化及影响这些变化的生态环境因子间的相互作用和整体效应,可以对于那些对人类生存有特殊意义的生态区如热带雨林、半干旱区农牧交错地带等进行变化监测和专题研究。

植物遥感研究由来已久。早期的研究主要集中在植物及土地覆盖类型的识别、分类与专题制图等。随后,则致力于植物专题信息的提取与表达方式上,提出了多种植被指数,并利用植被指数进行植被宏观监测以及生物量估算——包括作物估产、森林蓄积量估算、草场蓄草量估算等。随着定量遥感的逐步深入,植被遥感研究已向更加实用化、定量化方向发展,提出了几十种植被指数模型,研究植被指数与生物物理参数(叶面积指数,叶绿素含量,植被覆盖度,生物量等)植被指数与地表生态环境参数(气温、降水、蒸发量、土壤水分等)的关系,以提高植物遥感的精度,并深入探讨植被在地表物质能量交换中的作用。

§ 12.1 植物遥感原理

12.1.1 叶片和植被结构

植物遥感依赖于对植物叶片和植被冠层光谱特性的认识,因而需要首先了解植物叶片和植被的结构。

1. 叶片结构

图 12.1 显示叶片的内部结构^[1]。叶片的最上层为上表皮，由较密集的细胞组成，并被半透明的薄膜（阻止水分丢失）覆盖；最下层为下表皮，含气孔可与外界进行气体、水分交换，这是植物光合作用和植物生长的根本保证；上下表皮之间为栅栏组织和海绵组织，其中，栅栏组织由长透镜状细胞平行排列而成，它又叫叶绿粒是由叶绿素和其他色素组成；海绵叶肉组织由相互分离的不规则状细胞组成，叶肉细胞的较大表面积保证光合作用中 O_2 与 CO_2 的充分交换。

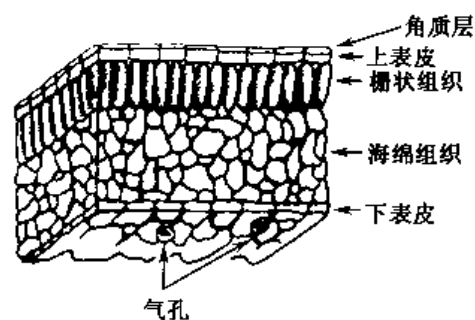


图 12.1 叶片的内部结构

2. 植被结构

植株是由叶、叶柄、茎、枝、花等不同组分组成。从植物遥感——植物与光（辐射）的相互作用出发，植被结构主要指植物叶子的形状（用叶倾角分布 LAD 表示），大小（用叶面积指数 LAI 表示），植被冠层的形状、大小以及几何与外部结构——包括成层现象（涉及多次散射）、覆盖度（涉及空隙率、阴影）等。

植被结构是随着植物的种类、生长阶段、分布方式的变化而变化的。在定量遥感中它大致可分为水平均匀植被（连续植被）和离散植被（不连续植被）两种。两者之间并无严格界线。草地、幼林、生长茂盛的农作物等多属前者，而稀疏林地、果园、灌丛等多属后者。植被结构可通过一组特征参数来描述和表达，如叶面积指数 LAI（定义为单位地表面积上方植物单叶面积的总和）、叶面积体密度 FAVD（定义为某一高度上单位体积内叶面积的总和）、空隙率（或间隙率）、叶倾角分布 LAD（分为均匀型、球面型、倾斜型等）。

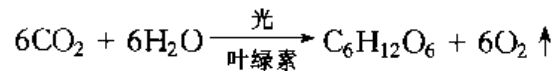
3. 植物的光合作用

植物的光合作用是指植物叶片的叶绿素吸收光能和转换光能的过程。它所利用的仅是太阳光的可见光部分（ $0.4 \sim 0.76 \mu m$ ），即称之为光合有效辐射（PAR），约占太阳辐射的 47%~50%，其强度随着时间、地点、大气条件等变化。植物叶片所吸收的光合有效辐射（APAR）的大小及变化取决于太阳辐射的强度和植物叶片的光合面积。而光合面积不仅与叶面积指数（LAI）有关，还与叶倾角（LAD）、叶间排列方式、太阳高度角等有关。光合面积与叶绿素浓度结合可以反映作物群体参与光合作用的叶绿素数量。而水、热、气、肥等环境因素直接影响 PAR 向下物质转换的效率。如叶片缺水、气孔减小，直接影响作为光合作用原料的 CO_2 的吸收。Monteith (1997) 提出了干物质生产效率模型，从理论上描述了作物干物质生产过程。该模型表示为

$$W = \int \epsilon \cdot i \cdot Q \cdot dt$$

式中： ϵ 为截获光合有效辐射转换为干物质的效率； i 为太阳光合有效辐射截获率； Q 为太阳光合有效辐射； t 为光合时间； W 为作物光合作用生产的所有干物质数量。

射入叶片的可见光部分中的蓝光、红光及少部分绿光可被叶绿素所吸收,用于光合作用。叶子的光合作用过程总是伴随着叶子的呼吸作用进行的。叶子通过其下表皮层的气孔吸入 CO_2 , 并扩散到叶腔内; 在光能的作用下, 叶内的二氧化碳 (CO_2) 与水汽 (H_2O) 结合, 经光合作用过程生成碳水化合物 ($\text{C}_6\text{H}_{12}\text{O}_6$) 和呼出氧气 (O_2)。可简单表示为



植物在光合作用过程中将转换和消耗光能。此外, 射入植被的光能除了被叶子吸收外, 还有部分的反射和透射 (部分透射能可达地表)。部分阳光投射到植物体的非光合器官上, 因而光合作用的潜力是受植物类型、结构、生态环境等多方面因素的影响。

12.1.2 植物的光谱特征

1. 叶片的光谱特征

在第2章中, 我们已详细介绍了绿色植物叶片的光谱反射特征及其影响因素。其中特别提到近红外波段在植物遥感中的重要作用。这是因为近红外区的反射是受叶内复杂的叶腔结构和腔内对近红外辐射的多次散射控制, 以及近红外光对叶片有近50%的透射和重复反射的原因。随着植物的生长、发育或受病虫害胁迫状态或水分亏缺状态等的不同, 植物叶片的叶绿素含量、叶腔的组织结构、水分含量均会发生变化, 致使叶片的光谱特性变化。虽然这种变化在可见光和近红外区同步出现, 但近红外的反射变化更为明显。这对于植物/非植物的区分、不同植被类型的识别、植物长势监测等是很有价值的。

植物的发射特征主要表现在热红外和微波谱段。植物在热红外谱段的发射特征, 遵循普朗克 (Planck) 黑体辐射定律, 与植物温度直接相关。植物非黑体而是灰体, 因而研究它的热辐射特征必须考虑植物的发射率。植物的发射率是随植物类别、水分含量等的变化而变化。健康绿色植物的发射率一般在0.96~0.99范围内, 常取0.97~0.98; 干植物的发射率变幅较大, 一般为0.88~0.94。

植物的微波辐射特征能量较低, 受大气干扰较小, 也可用黑体辐射定律来描述。植物的微波辐射能量 (即微波亮度温度) 与植物及土壤的水分含量有关。而植物的雷达后向散射强度 (即主动微波辐射) 与其介电常数和表面粗糙度有关。它反映了植物水分含量和植物群体的几何结构, 同样传达了大量植物的信息。研究表明: JERS-1 的 SAR (L波段) 图像可以穿透植被, 而得到植物生长环境的信息; ERS-1 的 SAR (C波段) 图像可以直接测量植被, 并含有土壤和地形信息 (Genya. S. 1996); Paloscia (1998) 研究了多波段 (L、C、P)、多极化的 SAR 数据与农田观测的叶面积之间关系, 指出可以用多波段雷达数据估算作物叶面积指数 (LAI)。可见, 植物的发射特征 (热红外和微波) 和微波散射特征信息是光学反射遥感数据的补充, 也是植物遥感的理论基础。

正如 Boochs (1990) 指出^[2], 植被对电磁波的响应, 即植被的光谱反射或发射特性是由其化学和形态学特征决定的。而这种特征与植被的发育、健康状况以及生长条件密切相关。因此, 可以采用多波段遥感数据来揭示植物活动的信息, 进行植物状态监测等。

在精确农业遥感中, 为了提高遥感监测与分类精度, 国内外开展了航空成像光谱数据与地面实测的作物理化特性的统计相关研究, 总结归纳出作物在可见光-近红外波段内的 42 个光谱吸收特性与叶化学体的关系^[3] (表 12.1)。

表 12.1 可见光-近红外波段内与叶化学体有关的吸收特征^[3]

波长(μm)	电子跃迁或化学键振动	化学体	遥感考虑
0.43	电子跃迁	叶绿素 a	大气散射
0.46	电子跃迁	叶绿素 b	
0.64	电子跃迁	叶绿素 b	
0.66	电子跃迁	叶绿素 a	
0.91	C-H 拉伸, 二级谐波	蛋白质	
0.93	C-H 拉伸, 三级谐波	油类	
0.97	O-H 弯曲, 一级谐波	水, 淀粉	
0.99	O-H 拉伸, 二级谐波	淀粉	
1.02	N-H 拉伸	蛋白质	
1.04	C-H 拉伸, C-H 形变	油类	
1.12	C-H 拉伸, 二级谐波	木质素	
1.20	O-H 弯曲, 一级谐波	水、纤维素、淀粉、木质素	
1.40	O-H 弯曲, 一级谐波	水	
1.42	C-H 拉伸, C-H 形变	木质素	
1.45	O-H 拉伸, 一级谐波 C-H 拉伸, C-H 形变	淀粉、糖、木质素、水	大气吸收
1.49	O-H 拉伸, 一级谐波	纤维素、糖	
1.51	N-H 拉伸, 一级谐波	蛋白质、氮	
1.53	O-H 拉伸, 一级谐波	淀粉	
1.54	O-H 拉伸, 一级谐波	淀粉、纤维素	
1.58	O-H 拉伸, 一级谐波	淀粉、糖	
1.69	C-H 拉伸, 一级谐波	木质素、淀粉、蛋白质、氮	
1.78	C-H 拉伸, 一级谐波/ O-H 拉伸/H-O-H 形变	纤维素、糖、淀粉	
1.82	O-H 拉伸/C-O 拉伸, 二级谐波	纤维素	
1.90	O-H 拉伸, C-O 拉伸	淀粉	
1.94	O-H 拉伸, O-H 形变	水、木质素、蛋白质、氮、淀粉、纤维素	大气吸收
1.96	O-H 拉伸/O-H 弯曲	糖、淀粉	
1.98	N-H 不对称	蛋白质	
2.00	O-H 形变, C-O 形变	淀粉	
2.06	N-H 弯曲, 二级谐波/N-H 弯曲/N-H 拉伸	蛋白质、氮	

续表

波长(μm)	电子跃迁或化学键振动	化学体	遥感考虑
2.08	O-H 拉伸/O-H 形变	糖、淀粉	遥 感 器 信 噪 比 快 速 衰 减 ↓
2.10	O-H 弯曲/C-O 拉伸/ C-O-C 拉伸、三级谐波	淀粉、纤维素	
2.13	N-H 拉伸	蛋白质	
2.18	N-H 弯曲, 二级谐波/ C-H 拉伸/C-O 拉伸/C=O 拉伸/C-N 拉伸	蛋白质、氮	
2.24	C-H 拉伸	蛋白质	
2.25	O-H 拉伸, O-H 形变	淀粉	
2.27	C-H 拉伸/O-H 拉伸 CH ₂ 弯曲/CH ₂ 拉伸	纤维素、糖、淀粉	
2.28	C-H 拉伸/CH ₂ 形变	淀粉、纤维素	
2.30	N-H 拉伸, C=O 拉伸 C-H 弯曲, 二级谐波	蛋白质、氮	
2.31	C-H 弯曲, 二级谐波	油类	
2.32	C-H 拉伸/CH ₂ 形变	淀粉	
2.34	C-H 拉伸/O-H 形变 C-H 形变/O-H 拉伸	纤维素	
2.35	CH ₂ 弯曲, 二级谐波 C-H 形变, 二级谐波	纤维素、蛋白质、氮	

2. 植被冠层反射

单叶的光谱行为对植被冠层光谱特性是重要的, 但并不能完全解释植被冠层的光谱反射。植被冠层是由许多离散的叶子组成, 这些叶子的大小、形状、方位、覆盖范围是变化的。

自然状态下的植被冠层(如一片森林或作物)是由多重叶层组成, 上层叶的阴影挡住了下层叶, 整个冠层的反射是由叶的多次反射和阴影的共同作用而成, 而阴影所占的比例受光照角度、叶的形状、大小、倾角等的影响。一般说来, 由于阴影的影响, 往往冠层的反射低于单叶的实验室测量的反射值, 但在近红外波段冠层的反射更强。这是由于植物叶子透射约 50%~60% 的近红外辐射能, 透射到下层近红外辐射能被下层叶反射, 并透过上层叶, 导致冠层红外反射的增强, 如图 12.2 所示。

在植物冠层, 多层叶子提供了多次透射、反射的机会。因此, 在冠部近红外反射随叶子层数的增加而增加(图 12.3)。试验证明, 约 8 层叶的近红外反射率达最大值^[4]。

植物冠层的波谱特性, 除了受植物冠层本身组分——叶子的光学特性的控制, 还受植物冠层的形状结构、辐照及观测方向等的影响。因此, 植被的波谱特性与覆盖度、生物量密切相关。图 12.4 显示紫苜蓿在整个生长周期光谱反射率的变化。植被覆盖度从

0 (裸地) → 近 100 (几乎全覆盖), 光谱特征从裸地光谱到植物光谱占主导地位, 生物量也逐渐增加。原则上, 生物量可以通过比较近红外区 ($0.8 \sim 1.1\mu\text{m}$) 与绿光区 ($0.4\mu\text{m}$) 的反射率求得。

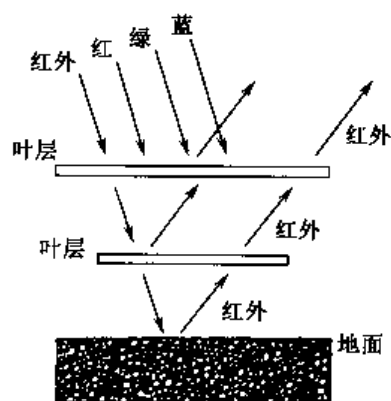


图 12.2 植被冠层的多次反射

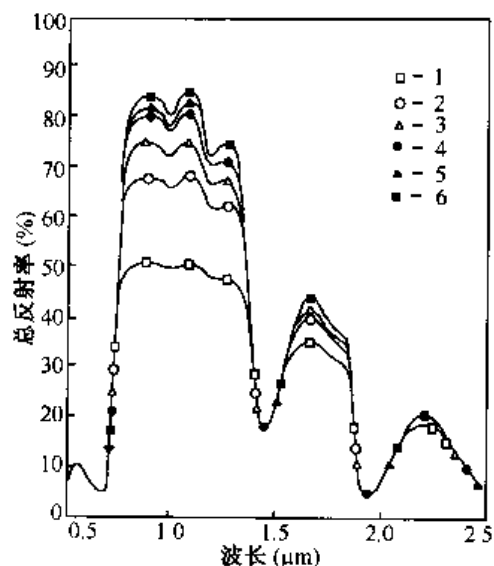


图 12.3 多层棉叶的总反射率^[4]

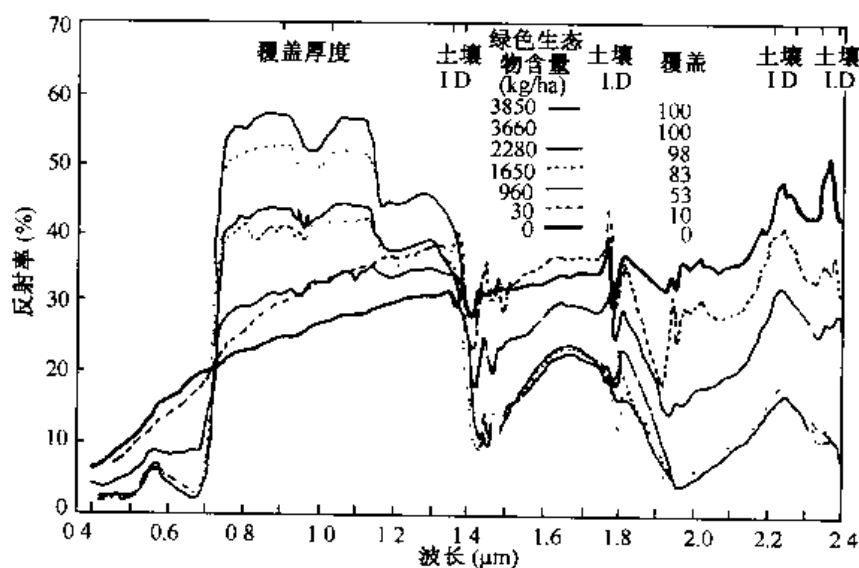


图 12.4 不同生长期紫苜蓿生物量、覆盖度与反射率的关系^[5]

3. 红边位移

所谓“红边”是指红光区外叶绿素吸收减少部位 (约 $<0.7\mu\text{m}$) 到近红外高反射肩 ($>0.7\mu\text{m}$) 之间, 健康植物的光谱响应陡然增加 (亮度增加约 10 倍) 的这一窄条带区。Collins (1978)^[6]研究作物不同生长期内的高光谱扫描数据发现, 作物快成熟时, 其叶绿素吸收边 (即红边) 向长波方向移动, 即“红移”。这种“红移”现象除了作物外, 其他植物也有, 且红移量随植物类型而变化, 因而可以通过对作物红边移动的观察

来评价作物间的差异以及某一特定作物成熟期的开始。Collins 还认为选择约在 $0.745\mu\text{m}$ 和 $0.78\mu\text{m}$ 很窄的波段,可观察这一特定期的“红移”现象。“红移”出现的原因虽很复杂,但其重要原因是由于作物成熟叶绿素 a 大量增加(即叶黄素代替叶绿素)所致。Horler 等 (1983)^[7]通过实验研究认为红边 ($0.68\sim 0.80\mu\text{m}$) 可以作为植物受压抑(胁迫状态)的光谱指示波段区(图 12.5)。

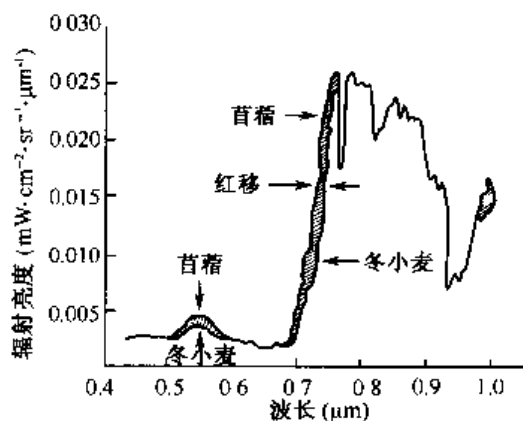


图 12.5 植物光谱的“红边”红移

植物光谱的“红边”红移或蓝移,可参看第 3 章成像光谱中的有关内容。

§ 12.2 植被指数

12.2.1 植被指数模型

遥感图像上的植被信息,主要通过绿色植物叶子和植被冠层的光谱特性及其差异、变化而反映的。不同光谱通道所获得的植被信息与植被的不同要素或某种特征状态有各种不同的相关性,如叶子光谱特性中,可见光谱段受叶子叶绿素含量的控制、近红外波段受叶内细胞结构的控制、短波红外波段受叶细胞内水分含量的控制。再如,可见光中绿光波段 $0.52\sim 0.59\mu\text{m}$ 对区分植物类别敏感;红光波段 $0.63\sim 0.69\mu\text{m}$ 对植被覆盖度、植物生长状况敏感等。但是,对于复杂的植被遥感,仅用个别波段或多个单波段数据分析对比来提取植被信息是相当局限的。因而往往选用多光谱遥感数据经分析运算(加、减、乘、除等线性或非线性组合方式),产生某些对植被长势、生物量等有一定指示意义的数值——即所谓的“植被指数”。它用一种简单而有效的形式——仅用光谱信号,不需其他辅助资料,也没有任何假设条件,来实现对植物状态信息的表达,以定性和定量地评价植被覆盖、生长活力及生物量等。

图 12.6 分别显示了健康绿色植被,干死或枯萎植被,以及裸露土壤的典型光谱反射特征曲线。健康植被,在近红外波段 ($0.7\sim 1.1\mu\text{m}$) 通常反射 40%~50% 的能量,而在可见光范围内 ($0.4\sim 0.7\mu\text{m}$) 只能反射 10% 到 20% 的能量,因为植被中的叶绿素吸收多数的可见光。而枯萎及干死植被中叶绿素含量大量减少,因此在可见光波段,其反射率比健康植被高。但在近红外波段,其反射率比健康植被低。而裸露土壤的反射率通常在可见光,高于健康植被,但低于干死及枯萎植被;在近红外,则明显低于健康植

被。这三条曲线在不同波段上形状的差异是计算许多植被指数的基础。

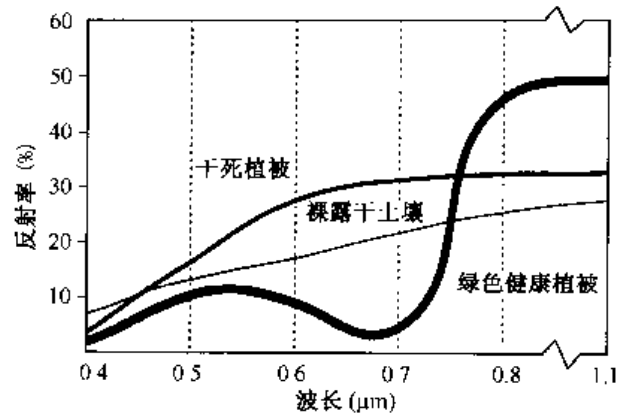


图 12.6 植物与土壤的典型光谱特征

在植被指数中，通常选用对绿色植物（叶绿素引起的）强吸收的可见光红波段（ $0.6 \sim 0.7 \mu\text{m}$ ）和对绿色植物（叶内组织引起的）高反射和高透射的近红外波段（ $0.7 \sim 1.1 \mu\text{m}$ ）。这两个波段不仅是植物光谱、光合作用中的最重要的波段，而且它们对同一生物物理现象的光谱响应截然相反，形成的明显反差，这种反差随着叶冠结构、植被覆盖度而变化，因此可以对它们用比值、差分、线性组合等多种组合来增强或揭示隐含的植物信息。建立植被指数 VI 的关键在于，如何有效地综合各有关的光谱信号，在增强植被信息的同时，使非植被信号最小化。

由于植被光谱受到植被本身、环境条件、大气状况等多种因素的影响，因此植被指数往往具有明显的地域性和时效性。20 多年来，国内外学者已研究发展了几十种不同的植被指数模型。大致可归纳为以下几类：

1. 比值植被指数 (RVI——Ratio Vegetation Index)

由于可见光红波段 (R) 与近红外波段 (NIR) 对绿色植物的光谱响应十分不同。两者简单的数值比能充分表达两反射率之间的差异。比值植被指数可表达为

$$RVI = \frac{DN_{NIR}}{DN_R} \quad \text{或} \quad RVI = \frac{\rho_{NIR}}{\rho_R} \quad (12.1)$$

式中：DN 为近红外、红波段的计数值（灰度值）； ρ 为地表反射率，也可通过两波段的半球反射率表示，简单表示为 NIR/R。对于绿色植物叶绿素引起的红光吸收和叶肉组织引起的近红外强反射，使其 R 与 NIR 值有较大的差异，RVI 值高。而对于无植被的地面包括裸土、人工特征物、水体以及枯死或受胁迫 (stress) 植被，因不显示这种特殊的光谱响应，则 RVI 值低。因此，比值植被指数能增强植被与土壤背景之间的辐射差异。土壤一般有近于 1 的比值，而植被则会表现出高于 2 的比值。可见，比值植被指数可提供植被反射的重要信息，是植被长势、丰度的度量方法之一。同理，可见光绿波段（叶绿素引起的反射）与红波段之比 G/R，也是有效的。

RVI 是绿色植物的一个灵敏的指示参数。研究表明，它与叶面积指数 (LAI)、叶干生物量 (DM)、叶绿素含量相关性高，被广泛用于估算和监测绿色植物生物量。在

植被高密度覆盖情况下,它对植被十分敏感,与生物量的相关性最好。但当植被覆盖度小于50%时,它的分辨能力显著下降。此外,RVI对大气状况很敏感,大气效应大大地降低了它对植被检测的灵敏度,尤其是当RVI值高时。因此,最好运用经大气纠正的数据,或将两波段的灰度值(DN)转换成反射率(ρ)后再计算RVI,以消除大气对两波段不同非线性衰减的影响。

2. 归一化植被指数 (NDVI——Normalized Difference Vegetation Index)

针对浓密植被的红光反射很小,其RVI值将无界增长,Deering (1978)首先提出将简单的比值被指数RVI,经非线性归一化处理得“归一化差值植被指数”NDVI,使其比值,限定在 $[-1, 1]$ 范围内。即

$$\text{NDVI} = \frac{\text{DN}_{\text{NIR}} - \text{DN}_{\text{R}}}{\text{DN}_{\text{NIR}} + \text{DN}_{\text{R}}} \quad \text{或} \quad \text{NDVI} = \frac{\rho_{\text{NIR}} - \rho_{\text{R}}}{\rho_{\text{NIR}} + \rho_{\text{R}}} \quad (12.2)$$

归一化植被指数(NDVI)被定义为近红外波段与可见光红波段数值之差和这两个波段数值之和的比值。即 $\text{NDVI} = (\text{NIR} - \text{R}) / (\text{NIR} + \text{R})$ 。实际上,NDVI是简单比值RVI经非线性的归一化处理所得。

在植被遥感中,NDVI的应用最为广泛。原因在于:①NDVI是植被生长状态及植被覆盖度的最佳指示因子。许多研究表明NDVI与LAI、绿色生物量、植被覆盖度、光合作用等植被参数有关。如NDVI与光合有效吸收辐射(FAPAR)近线性关系;而与LAI呈非线性相关;NDVI的时间变化曲线可反映季节和人为活动的变化;而NDVI在生长季节内的时间积分与净第一生产力(NPP)相关;研究还表明NDVI与叶冠阻抗、潜在水汽蒸发、碳固留等过程有关^[8]。甚至整个生长期的NDVI对半干旱区的降雨量、对大气CO₂浓度随季节和纬度变化均敏感^[3]。因此NDVI被认为是监测地区或全球植被和生态环境变化的有效指标。②NDVI经比值处理,可以部分消除与太阳高度角、卫星观测角、地形、云/阴影和大气条件有关的辐照度条件变化(大气程辐射)等的影响。比值消除噪声的程度取决于 ρ_{NIR} 与 ρ_{R} 噪声的相关性和地面接近朗伯体的程度^[8]。同时NDVI的归一化处理,使因遥感器标定衰退(即仪器标定误差)对单波段的影响从10%~30%降到对NDVI的0%~6%,并使由地表二向反射和大气效应造成的角度影响减小。因此NDVI增强了对植被的响应能力。③对于陆地表面主要覆盖而言,云、水、雪在可见光波段比近红外波段有较高的反射作用,因而其NDVI值为负值(<0);岩石、裸土在两波段有相似的反射作用,因而其NDVI值近于0;而在有植被覆盖的情况下,NDVI为正值(>0),且随植被覆盖度的增大而增大。几种典型的地面覆盖类型在大尺度NDVI图像上区分鲜明,植被得到有效的突出。因此,它特别适用于全球或各大陆等大尺度的植被动态监测。但是,当利用MODIS、AVHRR、SPOT4-Vegetation、SeaWiFS、GLI(Global Image)等中低分辨率、宽视域的遥感器数据时,太阳光照角度和观测视角以及云的条件变化大,植被指数的研究应考虑方向辐射的角度效应和大气效应的影响,进行BRDF的大气校正。此外,研究表明,NDVI对于MSS、TM、NOAA/AVHRR、SPOT这四种遥感器的变动远小于RVI^[9]。

NDVI除了有以上优势外,也有明显的局限性。NDVI增强了近红外与红色通道反射率的对比度,它是近红外和红色比值的非线性拉伸,其结果是增强了低值部分,抑制

了高值部分。如比值从 5 增至 10 再增至 15, NDVI 从 0.67 增至 0.82 (增加 20%), 再增至 0.87 (增加 6%)。结果导致对高植被区较低的敏感性^[8]。

NDVI 对植被背景的影响较为敏感, 其中包括土壤背景、潮湿地面、雪、枯叶、粗糙度等因素的变化, 其敏感性与植被覆盖度有关。实验证明, 当植被覆盖度小于 15% 时, 植被的 NDVI 值高于裸土的 NDVI 值, 植被可以被检测出来, 但因植被覆盖度很低, 如干旱、半干旱地区, 其 NDVI 很难指示区域的植物生物量; 当植被覆盖度由 25%~80% 增加时, 其 NDVI 值随植物量的增加呈线性迅速增加; 当植被覆盖度大于 80% 时, 其 NDVI 值增加延缓而呈现饱和状态, 对植被检测灵敏度下降。实验表明, 作物生长初期 NDVI 将过高估计植被覆盖度, 而在作物生长的后期 NDVI 值偏低。因此, NDVI 更适用于植被发育中期或中等覆盖度 (低~中等叶面积指数) 的植被检测^[10]。研究还表明: 中等植被覆盖度 (50%) 下, 植被指数对土壤背景的敏感性最大; 随着盖度减小, 植被传递冠层散射和土壤反射的能力减弱; 而植被盖度很高时, 植被也无法传递有价值的土壤信号。只有中等盖度, 近红外波段能量的散射与透射产生出与植被信号很相似的土壤反射光谱信号^[11]。

土壤对未完全覆盖冠层光谱特性的影响, 部分是由于土壤背景对通过多层冠层的光学影响。近红外与红光通过冠层的不同性质使土壤-植被相互作用十分复杂。植被透射和散射大量的近红外光到达土壤表面, 植-土间发生多次散射。因而土壤对植被指数的影响主要是土壤表面的不同反射特性。它可以是由土壤湿度、粗糙度、阴影, 有机质含量及植被结构 (多次散射) 等引起的。

据研究, 土壤在可见光红波段 (R) 与近红外波段 (NIR) 的反射率具有线性关系。则在 NIR-R 通道的二维坐标中, 土壤 (植被背景) 光谱特性的变化, 表现为一个由近于原点发射的直线, 称为“土壤线”, 可表示为: $IR = aR + b$ (其中 a 、 b 分别为土壤线的斜率和截距)。植被背景包括水体 (暗色)、雪 (亮色)、各种类型土壤 (砂土较亮、腐殖土较暗)、落叶等非光合作用目标均表现在基线上。而所有的植被像素均分布在基线上的 NIR 一侧。或者说, 所有植被像素均落在植被的背景“基线” (水、雪两个底点) 和植被的绿色顶点 (近红外反射率极大值——红光反射率极小值点) 之间的三角形区域内。绿色光合作用越强, 离“土壤线”越远 (图 12.7)。在近红外-红色波段空间域中, 植被像元的表现特征是叶子光学特性、生物量、叶冠结构参数的函数。

为了有效地描述植被 (指数) 的辐射传输理论及植被信号与背景信号的关系, 引出了两个等值线 (isoline) 的概念^[8, 11, 12]。

1) 植被等值线

是在一定的叶面指数 (LAI) 和叶倾角分布 (LAD) 及一定的外部条件 (太阳角、

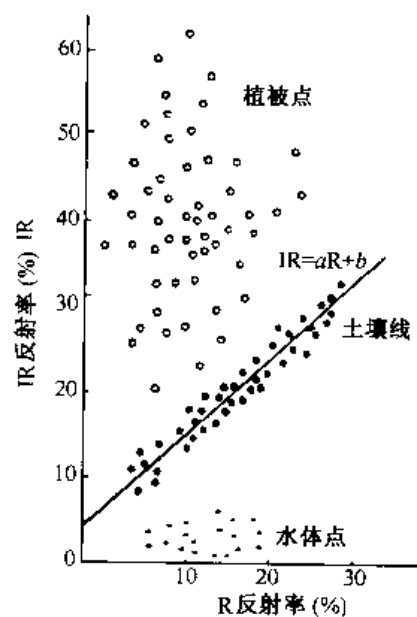


图 12.7 二维土壤光谱线

视角、大气条件)下,改变背景的光学性质时所观测到的叶冠反射率的点对(即一对 ρ_{NIR} 与 ρ_{R} 值)所组成的线。也就是有着一系列相同的冠层光学结构和特性(植被参数相等),却有不同背景条件的 ρ_{NIR} 与 ρ_{R} 的连线。它可以从辐射传输模式或观测数据获得。它既不汇聚原点,也不与土壤线平行,图 12.8 中用虚线表示。一般用斜率与截距来描述。

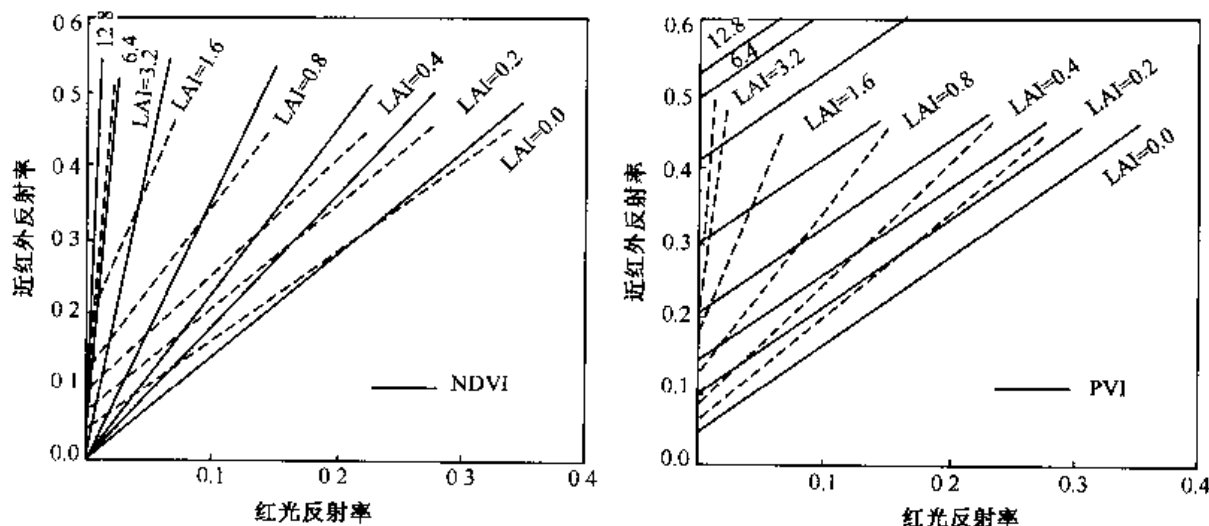


图 12.8 植被等值线与植被指数等值线^[13]

(虚线为不同叶面积的植被等值线,实线为植被指数等值线)

叶面积 LAI 采用 SAIL 模式计算值,土壤红光反射率 $\rho_s = 0.20$

由于植被等值线的特征(即在近红外区的斜率和截距)是叶冠光学特性和土壤线参数的函数。“斜率”依赖于土壤亮度线的斜率、叶面积指数 LAI,以及红光、近红外光的冠层消光系数 K ,可通过简单的反射率模式得到;“截距”描述的是距离土壤线的位移量,是植被密度的函数,并与植被类型、LAI 等有关。随着植被信号的增加(LAI 的增加),植被等值线的斜率与截距增加(但当 LAI 约为 2.0 时截距就不再增加,这与 LAD 有关)。当叶面积指数 LAI 是唯一变量时,斜率和近红外坐标轴的截距是叶面积指数 LAI 的函数,而不是背景亮度的函数。这时,植被等值线表明 ρ_{NIR} 、 ρ_{R} 与固定 LAI 时的背景亮度变化的关系,则可以建立土壤-植被光谱行为模式,将叶冠背景信息与植被层信息分离。

2) 植被指数等值线

反映导致植被指数相同的 ρ_{NIR} 与 ρ_{R} 响应的集合,反映一定的植被条件下植被指数随叶冠背景条件变化的真实特点,图 12.8 中用实线表示。它由植被冠层的光学特性独立获得。每一种植被指数有它自己的等值线,而且这些等值线通常不与植被等值线重叠。由于两者之间的差异,所以在近红外-红色波段空间域中很容易求出在不变的冠层光学特性条件下,由冠层背景不同产生的指数变化。由比值处理构成的植被等值线由原点向外发散,斜率随植被量的增加而增加,截距为 0。NDVI 有效地反映了从“基线”向绿色顶点的增量。而当 LAI 固定时,NDVI 的变化则依赖于 ρ_{R} 的变化,这也说明

NDVI 随背景变化而变化明显。通常大多数植被指数与土壤亮度线密切相关。

理解植被等值线对改进植被指数是很重要。为了获得不随背景亮度变化的植被指数 VI, 植被指数等值线必须与“真实”的植被等值线一致。也就是说, 去除土壤噪声等同于将植被指数等值线叠加在植被等值线上。

此外, 针对不同的区域特点和不同的植被类型, 人们又发展了不同的归一化植被指数。如用于检验植被不同生长活力的归一化差异绿度指数 $NDGI = (G - R) / (G + R)$; 用于建立光谱的反射率与棉花作物残余物的表面覆盖率关系的归一化差异指数 $NDI = (NIR - MIR) / (NIR + MIR)$ 等。

3. 调整土壤亮度的植被指数 (SAVI、TSAVI、MSAVI)

为了解释背景的光学特征变化并修正 NDVI 对土壤背景的敏感, Huete 等 (1988) 提出了可适当描述土壤-植被系统的简单模型, 即土壤调整植被指数 (Soil-Adjusted Vegetation Index——SAVI), 其表达式为^[13]

$$SAVI = \left\{ \frac{DN_{NIR} - DN_R}{DN_{NIR} + DN_R + L} \right\} (1 + L) \quad \text{或} \quad SAVI = \left\{ \frac{\rho_{NIR} - \rho_R}{\rho_{NIR} + \rho_R + L} \right\} (1 + L) \quad (12.3)$$

式中: L 是一个土壤调节系数。Huete 发现 L 随植被浓度而变化, 因此引入一个以对植被量的先验知识为基础的常数作为 L 的调整值, 它由实际区域条件所决定, 用来减小植被指数对不同土壤反射变化的敏感性。当 L 为 0 时, SAVI 就是 NDVI。对于中等植被盖度区, L 一般接近于 0.5。乘法因子 $(1 + L)$ 主要是用来保证最后的 SAVI 值与 NDVI 值一样介于 -1 和 +1 之间。

大量试验证明, 土壤调整植被指数 SAVI 降低了土壤背景的影响, 改善了植被指数与叶面积指数 LAI 的线性关系。但可能丢失部分植被信号, 使植被指数偏低。试验还表明, 最佳调节系数 L , 随植被盖度不同而变化, 即它与 LAI 线性相关 ($r = -0.990$)。对于低密度植被 ($LAI = 0 \sim 0.5$) 而言, 调节系数 L 增加, 土壤的影响减小; 当 $L = 1$ 时土壤的影响几乎消失。对于较高密度植被 ($LAI = 1$) 时, 最佳调节系数 $L = 0.75$ 。随着植被盖度的增加, 最佳调节系数 L 降低。这样便可以根据植被盖度的有关知识, 较好地选择纠正系数。研究还证明, $L = 0.5$ 时, 对较宽幅度的 LAI 值, 具有较好地降低土壤噪声的作用^[14]。一般说来, SAVI 仅在土壤线参数为 $a = 1$, $b = 0$ 时适用。Baret 和 Guyot (1989) 提出植被指数应该依特殊的土壤线特征来校正, 以避免其在低 LAI 值时出现错误。为此他们又提出了转换型土壤调整指数 (TSAVI), 表示为^[15, 16]

$$TSAVI = [a(NIR - aR - b)] / (aNIR + R - ab) \quad (12.4)$$

式中: a 、 b 分别为土壤背景线 (土壤背景的亮度变化线) 的斜率和截距。实验证明, SAVI 和 TSAVI 在描述植被覆盖和土壤背景方面有着较大的优势。由于考虑了 (裸土) 土壤背景的有关参数, TSAVI 比 NDVI 对低植被盖度有更好的指示意义, 适用于半干旱地区的土地利用制图。

Baret 和 Guyot (1991) 又提出一个对 TSAVI 校正的植被指数——ATSAVI, 表示为

$$\text{ATSAVI} = [a(\text{NIR} - aR - b)]/[a\text{NIR} + R - ab + x(1 + a^2)] \quad (12.5)$$

以上两种指数均是对 SAVI 的改进, 它们着眼于土壤线实际的 a 和 b , 而不是假设它们为 1 和 0。

为了减少 SAVI 中裸土影响, 发展了修改型土壤调整植被指数 (MSAVI), 表示为

$$\text{MSAVI} = (2\text{NIR} + 1) - \sqrt{(2\text{NIR} + 1)^2 - 8(\text{NIR} - R)/2} \quad (12.6)$$

Major 等^[17]发现冠层近红外反射可以被表示为红光反射的线性函数, 给出了 SAVI 的第二种形式, 即 $\text{SAVI}_2 = \text{NIR}/(R + b/a)$, 并依据土壤干湿强度及太阳入射角的变化等, 给出 SAVI 的其他形式 (SAVI_3 、 SAVI_4) 等。

4. 差值植被指数 (DVI——Defference Vegetation Index)

差值植被指数 (DVI) 被定义为近红外波段与可见光红波段数值之差。即

$$\text{DVI} = \text{DN}_{\text{NIR}} - \text{DN}_R \quad (12.7)$$

差值植被指数的应用远不如 RVI、NDVI。它对土壤背景的变化极为敏感, 有利于对植被生态环境的监测, 因此又称环境植被指数 (EVI)。另外, 当植被覆盖浓密 ($\geq 80\%$) 时, 它对植被的灵敏度下降, 适用于植被发育早—中期, 或低—中覆盖度的植被检测。

上述的 NDVI、DVI 等植被指数均受土壤背景的影响大, 且这种影响是相当复杂的, 它随波长、土壤特征 (含水量、有机质含量、表面粗糙度等) 及植被覆盖度、作物排列方向等的变化而变化。

植被指数主要由红光和近红外光波段组成。叶子对红光的作用主要是吸收, 而透射、反射均很小, 而作为背景的土壤则红光的反射较强。因此在植被非完全覆盖的情况下, 冠层的红光反射辐射中, 土壤背景的影响较大, 且随着覆盖度的变化而变化。但近红外波段情况完全不同, 叶子对近红外光的反射、透射均高 (约各占 50%), 吸收极少, 土壤对近红外光的反射虽明显小于叶的反射, 但仍较强 (大于红光的反射)。因而在植被非完全覆盖的情况下, 冠层的近红外反射辐射中, 叶层的多次反射及与土壤的相互作用是复杂的, 土壤背景的影响仍较大。

5. 穗帽变换中的绿度植被指数 (GVI)

为了排除或减弱土壤背景值对植物光谱或植被指数的影响, 除了前述的出现一些调整、修正土壤亮度的植被指数 (如 SAVI、TSAVI、MSAVI 等) 外, 还广泛采用了光谱数值的穗帽变换技术 (TC——tasseled Cap)。该技术是由 K. J. Kauth 和 G. S. Thomas (1976) 首先提出, 故又称之为 KT 变换。

穗帽变换 (TC) 是指在多维光谱空间中, 通过线性变换、多维空间的旋转, 将植物、土壤信息投影到多维空间的一个平面上, 在这个平面上使植被生长状况的时间轨迹 (光谱图形) 和土壤亮度轴相互垂直。也就是, 通过坐标变换使植被与土壤的光谱特征分离。植被生长过程的光谱图形呈所谓的“穗帽”图形; 而土壤光谱则构成一条土壤亮度线, 有关土壤特征 (含水量、有机质含量、粒度大小、土壤矿物成分、土壤表面粗糙度等) 的光谱变化都沿土壤亮度线方向产生 (图 12.9)。

Kauth 和 Thomas 所提出的穗帽变换 (TC 变换) 是以陆地卫星 MSS 各波段的辐射

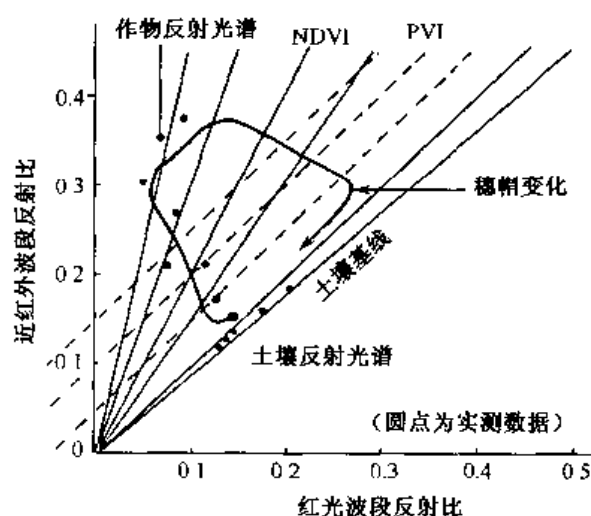


图 12.9 二维光谱坐标中土壤基线和植被指标^[12]

亮度值作为变量。经线性变换后，组成 4 个新变量：

$$\begin{aligned}
 TC_1 &= +0.433 \text{ MSS4} + 0.632 \text{ MSS5} + 0.586 \text{ MSS6} + 0.264 \text{ MSS7} \\
 TC_2 &= -0.290 \text{ MSS4} - 0.562 \text{ MSS5} + 0.600 \text{ MSS6} + 0.491 \text{ MSS7} \\
 TC_3 &= -0.829 \text{ MSS4} + 0.522 \text{ MSS5} - 0.039 \text{ MSS6} + 0.194 \text{ MSS7} \\
 TC_4 &= +0.233 \text{ MSS4} + 0.012 \text{ MSS5} - 0.543 \text{ MSS6} + 0.810 \text{ MSS7}
 \end{aligned} \quad (12.8)$$

对于不同遥感器和地区特点，系数是变化的。尽管这 4 个新波段没有直接的物理意义，但此信息与地面景物是有关连的。其中第一分量 (TC_1) 表征“土壤亮度”它反映土壤亮度信息；第二分量 (TC_2) 表征“绿度”，它与绿色植被长势、覆盖度等信息直接相关；第三分量为“黄度”，无确定意义位于 TC_1 、 TC_2 的右侧；第四分量无景观意义，主要为噪声（包含系统噪声和大气信息）。第一、二分量往往集中了 95% 或更多的信息。因此，植被、土壤信息主要集中在由 TC_1 、 TC_2 组成的二维图形中。

而对于 TM 而言，可见光-红外 6 个波段数据蕴含着很丰富的植被信息，经穗帽变换的前三个分量主要反映土壤亮度、绿度、湿度特征，第四分量主要为噪声。以 Landsat 5 为例，可表示为^[10]

$$\begin{aligned}
 BI &= 0.2909 \text{ TM1} + 0.2493 \text{ TM2} + 0.4806 \text{ TM3} + 0.5568 \text{ TM4} \\
 &\quad + 0.4438 \text{ TM5} + 0.1706 \text{ TM7} \\
 GVI &= -0.2728 \text{ TM1} - 0.2174 \text{ TM2} - 0.5508 \text{ TM3} + 0.7721 \text{ TM4} \\
 &\quad + 0.0733 \text{ TM5} - 0.1648 \text{ TM7} \\
 WI &= 0.1446 \text{ TM1} + 0.1761 \text{ TM2} + 0.3322 \text{ TM3} + 0.3396 \text{ TM4} \\
 &\quad - 0.6210 \text{ TM5} - 0.4186 \text{ TM7}
 \end{aligned} \quad (12.9)$$

TC 变换既然是以各波段的辐射亮度值作为变量的，这些亮度值中包含了太阳辐射、大气辐射、环境辐射等多要素的综合信息，因而 TC 变换所得的图形和数值，受大气纯度、光照角度等外界条件的变化而波动。

在作物研究中，为了突出作物本身的光谱特征的动态信息，尽量排除大气、环境等因素的影响，则 TC 变换中选用反射率来替代亮度值，将典型的穗帽变换图形进一步发

展为 $G - \bar{\rho}$ 转换图形, 即绿度转换图形 (图 12.10)^[12]。图形中的一维是作物在红波段 (R) 与近红外波段 (NIR) 组合的绿度模型 (绿度变量 G), 另一维是作物在 $0.4 \sim 1.1\mu\text{m}$ 的平均反射率 ($\bar{\rho}$), 每一种作物在由这两个变量组成的象限里均有各自独特的变化图形和不同的空间位置。

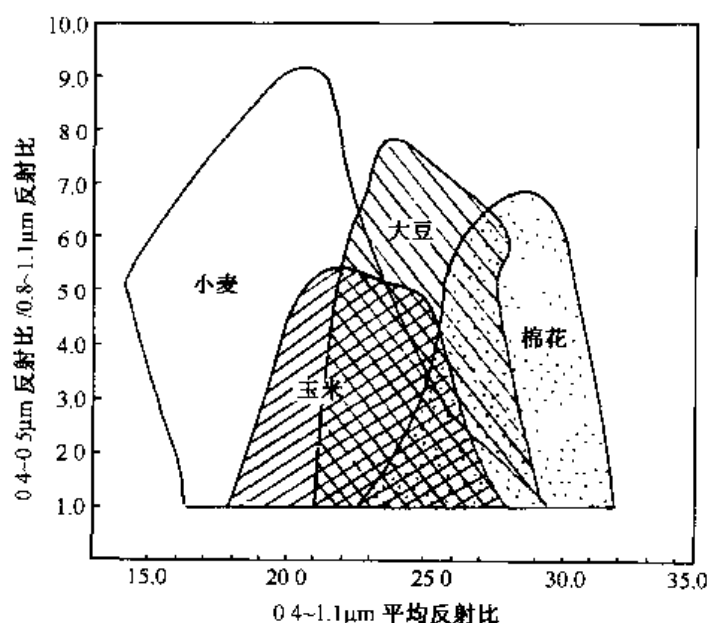


图 12.10 农作物的 $G - \bar{\rho}$ 绿度转换图形^[12]

在绿度转换图形上, 土壤与植被光谱特征互不相干, 植被的绿度测量可排除土壤背景的干扰, 一个通过植被光谱图形反映植被的生长状况, 另一个通过土壤亮度线反映植被的生长条件。绿度转换图形可以直观形象地反映 G 、 $\bar{\rho}$ 两维变量的变化规律和植被发育过程中空间结构的变化, 且信息量得到压缩。但是它缺乏时间变量。尽管图形反映了作物生长过程, 而作物生长过程本身是时间的函数, 作物光谱是随时间的变化而变化的, 但由于它缺乏具体的时间变量, 不能描述作物生长期的长短。特别是当两种作物在图形和空间位置相近, 需用时间参数加以鉴别时, 该图形反映出一定的局限性。为了弥补这一不足, 往往运用多时相动态资料, 绘制绿度时间剖面曲线, 以显示作物不同生长期中的显著差异。

张仁华等^[12]在山东禹城试验站, 对黄淮海地区小麦、玉米、大豆、棉花等四种主要作物进行整个生长期较频繁的观测, 这些作物在可见光-近红外波段的反射率差异较小, 难以区分。但是若绘制各作物的反射光谱特征的绿度转换图形和绿度时间剖面曲线 (图 12.11), 则各具特色, 易于区分。在绿度转换图形上, 作物在土壤平面上开始生长, 随生长阶段的发展, 逐渐离开土壤平面以曲线的轨迹向绿要素区域接近, 然后聚集在黄要素区, 最后又以各种不同路径返回到初始的土壤平面上。原来不易区分的作物在这二维的绿度转换图形上相互差异明显, 再配以绿度时间剖面曲线分析, 则易于识别。可见, 运用动态遥感信息和相应的动态植被指数是进行作物识别与监测的有效方法。

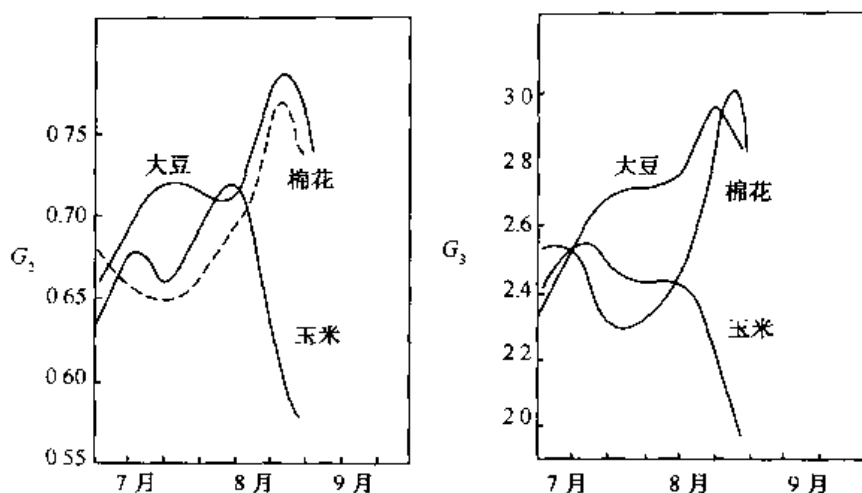


图 12.11 作物不同绿度的时间剖面曲线对比^[12]

6. 垂直植被指数

垂直植被指数 (PVI——Perpendicular Vegetation Index)，是在 R、NIR 二维数据中对 GVI 的模拟，两者物理意义相似。在 R、NIR 的二维坐标系内，土壤的光谱响应表现为一条斜线——即土壤亮度线。且土壤在 R 与 NIR 波段均显示较高的光谱响应，随着土壤特性的变化，其亮度值沿土壤线上下移动。而植被一般在红波段光谱响应低，而在近红外波段光谱响应高。因此在这二维坐标系内植被多位于土壤线的左上方。不同植被与土壤亮度线的距离不同（参看图 11.5a、图 12.7）。于是，Richardson (1977) 把植物像元到土壤亮度线的垂直距离定义为垂直植被指数，表示为^[18]

$$PVI = \sqrt{(S_R - V_R)^2 + (S_{NIR} - V_{NIR})^2} \quad (12.10)$$

式中：S 为土壤反射率；V 为植被反射率；R 为红波段；NIR 为近红外波段。PVI 表征着在土壤背景上存在的植被的生物量，距离越大，生物量越大，也可将 PVI 定量表达为^[12]

$$PVI = (DN_{NIR} - b) \cos \theta - DN_R \cdot \sin \theta \quad (12.11)$$

式中：DN_{NIR}、DN_R 分别为 NIR、R 两波段的反射辐射亮度值；b 为土壤基线与 NIR 反射率纵轴的截距；θ 为土壤基线与 R 光反射率横轴的夹角。

PVI 的显著特点是较好地滤除了土壤背景的影响，且对大气效应的敏感程度也小于其他植被指数。正因为它减弱和消除了大气、土壤的干扰，所以被广泛应用于大面积作物估产。

从理论上讲，GVI、PVI 均不受土壤背景的影响，对植被具有适中的灵敏度，利于提取各种土壤背景下生长的植被专题信息。对于 MSS 数据可以表示为

$$\begin{aligned} GVI &= 0.388 \text{ MSS7} + 0.557 \text{ MSS6} - 0.660 \text{ MSS5} - 0.283 \text{ MSS4} + 32 \\ PVI &= 0.939 \text{ MSS7} - 0.334 \text{ MSS5} + 0.09 \end{aligned} \quad (12.12)$$

对于 AVHRR 数据可以表示为

$$GVI = 1.6225 \text{ CH2} - 2.2978 \text{ CH1} + 11.0656$$

应该说明的是,气象卫星 AVHRR 的 GVI 与陆地卫星 MSS 的 GVI 有极高的相关性。这就是说,尽管它们的空间分辨率、时间分辨率差异很大,但它们可以获得数据结果十分一致的 GVI,两者的绿度植被指数可以相互对比,互为替代。因而中大尺度植被监测中,多时相 AVHRR 的 GVI 可以直接用以替代或填补 MSS 资料的空缺,更利于植被季相节律的综合分析研究。

在实际应用中, Lyon 等 (1998) 结合具体情况,在 NDVI、RVI、SAVI、TSAVI 等的基础上,又发展了几种形式的植被指数模式,如^[19]:

差值植被指数: $DVI = B_4 - aB_2$

垂直植被指数: $PVI = (B_4 - aB_2 - b) / \sqrt{1 + a^2}$ (12.13)

土壤调整比值植被指数: $SARVI = B_4 / (B_2 + b/a)$

式中: B_2 、 B_4 分别为 MSS 的红、近红外波段的亮度值; a 、 b 、 L 为经验系数, $a = 0.96916$, $b = 0.084726$, $L = 0.5$ 。并将植被指数分为 3 组——差值组 (DVI、PVI); 比值组 (RVI、SARVI); 关系转换组 (NDVI、SAVI、TSAVI) 进行比较。试验结果表明:不同类型的植被指数有明显不同的统计特征,只有 NDVI 的直方图呈正态分布形式;在这 3 类植被指数中,NDVI 的那一组受地形影响最小^[19]。

一般而言,“比值”植被指数 (RVI、NDVI) 增强了土壤与植物的反射对比,同时最小化照度状况的影响,但它们对土壤亮度敏感,尤其在低植被覆盖情况下;垂直、差值植被指数 (PVI 和 DVI) 与比值植被指数不同,它们只在低 LAI 值表现较好 (如在相对稀疏的植被),但它们随着 LAI 的增加变得对土壤背景敏感。于是 Roujean 和 Broen (1995) 提出了一个介于 DVI 与 NDVI 之间的重归一植被指数 RDVI,表示为^[20]

$$RDVI = \sqrt{NDVI \times DVI} \quad (12.14)$$

RDVI 取 DVI、NDVI 两者之长,可用于低高不同植被覆盖情况下。

此外,气象卫星 AVHRR 的绿度模式在实际应用中的发展,常见以下的几种形式:

$$\begin{aligned} G_1 &= M(CH_2/CH_1)^N & G_2 &= [(CH_2 - CH_1)/(CH_2 + CH_1)]^N + C \\ G_3 &= \sqrt{\frac{CH_2 - CH_1}{CH_2 + CH_1} + 0.5} & G_4 &= M(CH_2/CH_1)^2 + C \\ G_5 &= \log(CH_2/CH_1) & G_6 &= M(CH_2 - CH_1) \end{aligned} \quad (12.15)$$

式中: M 、 N 、 C 均为经验常数; $N = \frac{1}{2}, 1, 2$; $M = 1, 2, 3, \dots, 10, 20 \dots$; $C = 0, \frac{1}{2}$ 。

7. 其他植被指数

1) 叶绿素吸收比值指数 (CARI)

Kim 和 Daughtry 等 (1994) 发现对于叶片而言,即使叶绿素含量有差异,其 550nm 和 700nm 的反射率之比是恒定的。基于此关系和叶绿素在 670nm 的吸收,提出了叶绿素吸收比值指数 CARI,表示为^[21]

$$CARI = CAR(R_{700}/R_{670}) \quad (12.16)$$

其中, $CAR = |(a \times 670 + R_{670} + b)| / (a^2 + 1)^{0.5}$

$$a = (R_{700} - R_{550})/150 \quad b = R_{550} - (a \times 550)$$

2) 高光谱植物指数

植物光谱响应曲线中的红边转折点 (REIP) 被定义在波长 720nm 附近, 此处光谱反射曲线的一阶导数达到最大值。人们可以利用高光谱反射数据, 采用不同方法测定 REIP, 通过红边的参数化来表征高光谱植物指数 (窄波段植物指数); 或通过计算绿色植物连续光谱中叶绿素吸收谷 (550~730nm) 的形状和面积, 获得高光谱植物指数, 如叶绿素吸收连续区指数 CACI 等^[22]。

12.2.2 植被指数的影响因素

提取植被指数对植物遥感是个很有效的方法。但是由于植被指数受到许多因素的影响, 因而要慎重使用。这些影响因素中, 除了前面分析的土壤背景的影响外, 还有物候期——农事历、作物排列方向、大气效应、太阳高度角与方位角、地形效应及遥感器等。

1. 物候历——农事历 (Phenology——Local Crop Calendar)

植物在其生长周期中, 从发芽生长、开花结果到衰老死亡, 它的生理、外形、结构上均会变化, 这使它的化学、物理、生物性质出现季节性变化——季相节律, 其光谱特征也随之发生相应变化。比如, 中纬度地区的落叶林的林冠层季相变化是十分明显的, 秋冬时节叶子全部脱落, 到第二年开春又恢复生机; 常绿林虽不如落叶林那么明显却有更精细的物候循环, 它的叶子先后不同的分别衰老、脱落, 而整体外观保持常绿。植物衰老时叶肉组织的细胞壁遭破坏, 使近红外反射率下降而可见光亮度增高; 叶绿素的变化产生“红边红移”现象等。因此通过遥感可以监测植物的物候变化。Dethier 等 (1973) 曾用不同时相的遥感图像和数据, 观察北半球春季植被刚生长发绿时出现的地理界线“绿波”, 和秋末植被成熟、干枯时出现的“褐波”, 研究绿波、褐波的推移规律等宏观物候现象。

对于农作区, 物候期表现为地方农事历, 即耕作、播种、发芽、生长、成熟、收获、休闲等季相循环周期。每个地区、每种作物均有它自身的农事历, 这是由作物的生长特点、地方气候、地方农业耕作方式与习惯等决定的 (表 12.2)。

表 12.2 显示对全国上千个县的物候历调查所得的我国各大区的农耕期和主要作物 (冬小麦、玉米、棉花) 的农事历状况^[23]。

表 12.2 (a) 中国各地的生长期 (日/月)

地 区	始 日	终 日
东北西北部, 内蒙古锡林郭勒盟	1/5 以后	1/10 以前
东北其他部分, 华北北部, 内蒙古, 北疆	1/4~1/5	1/10~1/11
旅大、北京、陕北一线以南, 杭州、武汉、汉中一线以北, 南疆	1/3~1/4	1/11~1/12
江南其他部分	1/2~1/3	1/12~1/1
福州、桂林、昆明一线以南	全年	

表 12.2 (b) 各地农耕起止日期 (日/月)

地 区	始 日	终 日
东北北部, 内蒙古东部, 新疆北部, 青藏高原大部	1/4 以后	1/11 以前
华北北部, 东北南部, 晋陕高原, 南疆, 甘、宁, 藏南河谷	1/3~1/4	1/11~1/12
华北平原、江淮平原, 泾渭谷地	1/2~1/3	1/12~1/1
长江汉水以南, 浙江、闽北、皖南、赣北、湘北、黔、川	1/1~1/2	1/12~1/1
南岭以南	全年	

表 12.2 (c) 棉花物候期 (旬/月)

地 区	出苗—现蕾	现蕾—开花	开花—吐絮	吐絮以后
西北	中/5~中、下/6	下/6~中/7	下/7~上/9	中/9~上/11
华北	上/5~上、中/6	中/6~上/7	中/7~下/8	上/9~中/11
华中、华东	下/4~中/6	下/6~上/7	中/7~下/8	上/9~下/11

表 12.2 (d) 冬小麦物候期 (旬/月)

地 区	播种—分蘖	分蘖—越冬	返青—拔节	拔节—抽穗	抽穗—成熟
华北南部、关中盆地	上/10~上/11	中/11~12	上/3~下/3	上/4~下/4	上/5~下/6
华北北部	下/9~下/10	上/11	上/4	中/4~上/5	中/5~中/6
西 北	中、下/9~中、下/10	上/11	上/5	中/5~上/6	中/6~上/7
长江沿岸	下/10~上/12	中/12	中/3	下/3~中/4	下/4~下/5
长江以南	中/11~中/12	下/12	下/2	上/3~上/4	中/4~中/5

表 12.2 (e) 玉米物候期 (旬/月)

作物	地 区	播种—出苗	拔节—抽穗	抽穗—灌浆	腊熟—收获	全生长期
春玉米	东 北	上/5~中/5	下/7	中/8	上/9	上/5~上/9
	华 北	下/4~上/5	中/7	上/8	上/9	下/4~上/9
	西北内陆、南疆	中/4~下/4	中/7		上、中/9	中/4~上、中/9
	北 疆	上/5~中/5	下/7		上、中/9	上/5~上、中/9
	西南高原	下/4			下/9	下/4~下/9
夏玉米	华 北	中/6~下/6	下/7		中/9	中/6~中/9
	长江流域	下/6	中/8		中/9	下/6~中/9
	西南高原	下/5~上/6	上/8		上/10	下/5~上/10

正因为植被具有明显的季相节律、物候变化,因此在植物遥感、植被指数提取中、遥感数据时相的选择是十分重要的。针对不同应用目的需要选择不同物候期的植被指数,如对于小麦遥感估产可能选择小麦拔节到乳熟期的植被指数为最佳;Idso等提出可用植被指数继开花期后减小的速率——即衰老率来估产,也可根据冬小麦植被指数的季节变化曲线作为参考,来确定提取冬小麦专题信息的最佳时段。

另外,植被指数还随着叶倾角、叶子层数、作物耕作的方向、间隔和冠层的光学特性的变化而变化。因而,不同的植被状态可能会有相同的植被指数。

2. 大气效应

大气对组成植被指数的红与近红外波段有不同的衰减系数。大气的吸收与散射一般使植被的红光辐射增强(因散射、上行程辐射中大气的贡献)、近红外辐射降低(因散射和水汽吸收等衰减作用),两者对比度下降,导致植被指数发生变化。尽管大气效应影响各种植被指数,且总效果往往使植被指数信号下降,但其影响的程度却有很大的不同。差值植被指数在浑浊和晴朗的天气条件下变化很小,而比值植被指数数值可下降50%,其他指数位于上述两者之间^[24]。图12.12显示在地面及卫星数据所测得的比值植被指数全生长期变化过程比较。从图中可见,地面光谱所测得比值植被指数RVI,在植物全生长期的明显起伏;在航高3000m所得的RVI变化幅度已明显减小;而在卫星(大气顶)所得的RVI变化起伏已显模糊。大气效应对NDVI的影响以气溶胶最严重,水汽次之,再次是瑞利散射。大气气溶胶对植被指数的影响主要表现为光程辐射(附加效应)和透过率(多重效应)。前者与背景无关,易于修正;后者依赖于地面亮度较难修正。研究表明,厚云与云的阴影降低NDVI值;卷云的干扰可以使NDVI值产生15%的明显差异。这些均说明大气效应使植被指数变化。这种变化限制了对植被的检测和对植被胁迫现象的探测。甚至有的研究发现,不确定的大气影响所产生的冠层光谱变化有时超过植被自身的变化^[25~27]。因此,在计算NDVI、RVI等植被指数之前,需要对大气效应进行修正。

Kanfman等(1992)提出大气阻抗植被指数(ARVI—atmospherically resistant vegetation index),即利用可见光的蓝光(B)与红光(R)对大气响应的差异,用红—蓝波段组合(RB)替代了NDVI的红波段(R),以减少植被指数VI对大气性质的依赖。ARVI可表示为^[28]

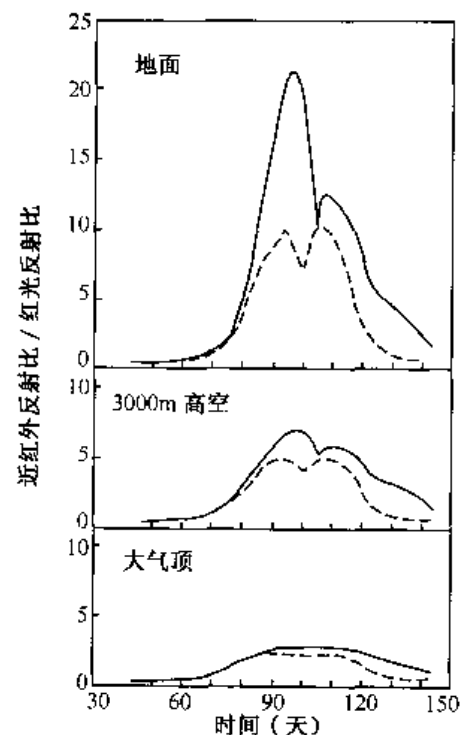


图 12.12 比值植被指数的大气效应^[24]
(虚线为缺水植物, 实线为不缺水植物)

$$ARVI = (NIR - RB)/(NIR + RB) \quad \text{或} \quad ARVI = \frac{\rho_{NIR} - \rho_{RB}}{\rho_{NIR} + \rho_{RB}} \quad (12.17)$$

$$\rho_{RB} = \rho_R - \gamma(\rho_B - \rho_R)$$

式中： r 为光学路径效应因子；ARVI 的性能取决于 γ 。

该方法减小了由于大气气溶胶引起的大气散射对红波段的影响，减小植被指数 VI 因大气条件变化而引起的变化。通过用大气辐射传输模型在各种大气条件下模拟自然表面光谱，发现 ARVI 具 NDVI 同样的动态范围，但对大气的敏感性比 NDVI 小 4 倍^[29]。Pinty 和 Verstraete (1992) 针对大气效应，对 AVHRR 数据进行了自纠正处理，提出了一个 NIR 与 R 波段反射率的非线性组合指数——“全球环境监测指数 (GEMI)”，这一指数使 AVHRR 数据的大气效应达到最小，却保留了植被覆盖的信息。GEMI 可表示为^[30]

$$GEMI = \eta(1 - 0.25\eta) - \frac{\rho_r - 0.125}{1 - \rho_r} \quad (12.18)$$

$$\eta = [2(\rho_{NIR}^2 - \rho_R^2) + 1.5\rho_{NIR} + 0.5\rho_R]/(\rho_{NIR} + \rho_R + 0.5)$$

应该说明的是，叶冠背景对植被指数的影响也与大气有关。研究表明，随着大气气溶胶的增加，背景值对植被指数 VI 的影响减小。对水平能见度为 5km 的浑浊大气中，背景的影响接近于 0^[31]。Liu 和 Huete (1995) 发展了“改进型土壤大气修正植被指数 (EVI)”将背景调整和大气修正结合起来。EVI 被简化为^[32]

$$EVI = 2 \left[\frac{\rho_{NIR} - \rho_R}{\rho_{NIR} + C_1\rho_R + C_2\rho_B + L} \right] \quad (12.19)$$

式中： ρ 为大气层顶或地表的二向反射率； L 为背景（土壤）调整系数；NIR、R、B 分别代表近红外和可见光的红、蓝波段； C_1 、 C_2 为拟合系数。它描述了用蓝通道对红通道进行大气气溶胶散射修正。

根据美国 LANCIE 研究表明，大气的衰减作用，使“穗帽”向土壤亮度线右端收缩，导致卫星遥感的植被指数减小。但是这种减小，并未扰乱植被指数与叶面积指数、植土比之间的关系。也就是说，大气的作用尚未严重干扰卫星植被指数所包含的植被长势和覆盖度信息。因此，在宏观植被长势的动态监测中，并非一定要消除大气对植被指数的衰减影响，但对于作物估产则情况有所不同。

3. 其他因素

太阳高度角、方位角及观察角的影响主要反映在大气路径长度和地表 BRDF 效应。二向反射函数 (BRDF) 把地表反射辐射描述为太阳高度角、卫星视角以及太阳与卫星传感器之间夹角的一个函数。由于植被表面结构的非均匀性以及表面反射辐射的各向异性，直接影响到植被二向反射 (BRDF)，这是使 NDVI 值不确定性的原因之一。它使不同时相的植被指数缺乏可比性。因此 NDVI 数据依赖于 BRDF。甚至同一时相宽视角卫星遥感数据的植被指数值可因太阳高度角的变化而变化。如 AVHRR 具有宽视场角 ($\pm 55^\circ$) 以及太阳高度角 ($20^\circ \sim 90^\circ$)；MODIS 的视场角也为 $\pm 55^\circ$ ，轨道两侧边缘太阳照射角之差可多达 20° ，何况太阳高度角还因纬度及在一年中不同时间和位置的不同而变化。因而，定量遥感中需要通过 BRDF 模型对植被指数进行角度订正。

E. M. Middleton (1991)^[33]运用 FIEE——the First International Satellite Land Surface Climatology Project (ISLSCP) Field Experiment 试验所获得的野外观测数据——不同季节无云条件下, 不同类型草地 26 组日变化的红与红外波段反射值 (ρ_R 、 ρ_{NIR}), 研究太阳天顶角 (θ_2) 对植被指数 (RVI、NDVI) 的影响。试验表明, 在相当大范围内植被指数 VI 都随太阳天顶角的变化而变化。绿度中等区 ($0.5 < LAI < 2.0$), 正午时 ($\theta_2 \approx 0^\circ$), VI 最小, 随 θ_2 增大 VI 增加; 绿度较高区 ($LAI > 2.0$), VI 与 θ_2 的关系或正午时 VI 最大, 随 θ_2 增大 VI 减小, 或 VI 趋于一个高常数值; 绿度低区 ($LAI < 0.5$), VI 为低常数值 (与 θ_2 无关)。也就是说, VI 与 θ_2 关系是复杂的, 它与植被冠层属性、光照条件等有关。

显然, 传统遥感中, 在使用光谱数据前, 往往把卫星遥感数据的太阳高度角纠正到太阳垂直照射的状态下, 进行太阳高度角、观察角、观察方位角的归一化订正, 这是不合适的。它仅考虑了大气路径长度的影响, 而忽略了方向反射效应。事实上, 地表非朗伯体, 植被二向性反射 (BRDF) 变化与植被冠层结构有关, 而冠层结构受太阳高度角 θ_2 的影响, 故植被指数依赖于 θ_2 。试验表明太阳垂直照射要比倾斜照射 ($\theta_2 > 40^\circ$), VI 与 LAI 的预测能力低, 而选用 45° 的太阳高度角为宜, 且此时的 VI 与 LAI 相关性好。

在地形起伏的山区、地形的阴影效应, 往往掩盖了部分植被, 使植被指数发生变化。最简便的方法——比值法或比值合成法可以消除部分阴影的影响, 提高植被信息提取的能力。

另外, 遥感器本身的辐射定标以及多种遥感器间光谱波段响应函数、空间分辨率、视场角等的差异, 均会对植被指数的植被检测能力和数值的可比性发生影响。因而需要对遥感数据进行辐射纠正, 以及各波段光谱响应函数间的纠正处理, 以保证多源数据的综合分析和大尺度植被遥感动态监测的可靠性。

§ 12.3 植被指数与地表参数的关系

12.3.1 植被指数与生物物理参数的关系

植被指数的一个重要应用是可以反演植被生物物理参数。也就是说, 它与植被生物物理参数 (如叶面积指数 LAI, 植被覆盖度、绿色生物量、光合有效吸收辐射 FAPAR 等) 之间存在相关关系, 可以作为获取这些生物物理参数的“中间变量”, 或得到两者之间的转换系数。目前, 人们已经积累了大量基于不同地面条件、植物生长全过程的植被与土壤的光谱反射辐射特征数据, 以及相应的生物物理测量数据。这些数据是建立植被指数与生物物理参数间关系的重要基础。许多学者对它们进行了相关的理论和模型研究, 以实现遥感参数对地表参数的定量反演。

目前利用遥感数据来估算植被生物物理参数, 主要采用两种方法, 一是统计模型——即建立植被指数与植被生物物理参数的回归方程。它简便易行, 被广泛应用, 但适普性差、要有先验知识, 且不考虑非植被因素 (土壤背景特征、地形、大气特征)。另一是理论模型——几何光学模型与辐射传输模型等 (参看第 10 章有关内容)。它物理

意义明确,描述了植被方向反射与植物冠层结构之间的关系,可反演各种类型植被的生物物理参数;但模型反演复杂,需要的参数较多,一定程度上限制了它的应用。鉴于两类模型各自的特点,有的学者提出了两类模型结合的方法。

1. 植被指数与叶面积指数的关系

叶面积指数 LAI 是指每单位地表面积的叶面面积比例。它对植物光合作用和能量传输是十分有意义的。绿色植物的叶子是它进行光合作用的基本器官,叶片的叶绿素在光照条件下发生光合作用,产生植物干物质积累,并使叶面积增大。叶面积越大则光合作用越强;而光合作用越强,又使植物群体的叶面积越大,植物干物质积累越多,生物量越大。同时,植物群体的叶面积越大,植物群体的反射辐射增强。正因为叶面积指数 LAI 和植被生态生理和叶片生物化学性质的关系,使它成为一个十分重要的生态学变量。

实验证明:叶面积指数的变化与叶片的光学性质的变化相联系。当作物群体 LAI 大于 3 时,其反射率可达太阳总辐射的 20%;当正常稻田 LAI 为 4 时的能量透过率为太阳总辐射的 20%或低于 20%;对草本植物而言,叶片倾角较大,光很容易透过冠层直达底部直至土壤,则当 LAI 高达 7.5 时,有 5%的入射光可到达土壤表面^[34]。可见,叶面积指数 LAI,是利用遥感技术监测植被长势和估算产量的关键参数。叶面积指数 LAI 往往是难以直接从遥感数据获得,但是它与遥感参数——植被指数间有密切的关系,它是联系植被指数与植物光合作用的一个主要的植冠形态参数,可以通过大量的理论和实验研究,建立各种相关的理论和经验统计模型。

张仁华等(1996)在 15 米塔上准垂直向下测量小麦全生育期的 NDVI 和 RVI 值,并同地面所测得的叶面积指数进行全过程对比。实验证明,NDVI 与 RVI 表达叶面积指数 LAI 的效果基本一致。其中,当覆盖度较小时,因土壤背景光谱的影响,两者均显示出相对值偏小的现象。同时,根据高塔遥感实验场的大量观测资料研究表明,植被指数 NDVI 或 RVI 与叶面积指数 LAI 的相关系数很高,且与 LAI 呈非线性函数关系。它们之间的关系可表示为^[12]

$$\begin{aligned} \text{NDVI} &= A[1 - B\exp(-CLAI)] \\ \text{RVI} &= A'[1 - B'\exp(-C'LAI)] \end{aligned} \quad (12.20)$$

或表示为

$$\text{LAI} = \frac{\ln[(1 - \text{NDVI}/A)/B]}{C} \quad (12.21)$$

式中: A 、 B 、 C 及 A' 、 B' 、 C' 均为经验系数、实验常数; A 、 B 通常接近于 1,对于小麦,叶角为球形分布, C 通常为 0.5。其中, A 、 A' 值是由植物本身的光谱反射确定; B 、 B' 值与叶倾角、观测角有关; C 、 C' 值取决于叶子对辐射的衰减,这种衰减呈非线性的指数函数变化。

$$\text{LAI} = K^{-1} \cdot \ln(1 - C)^{-1} \quad (12.22)$$

式中: K 为作物群体消光系数,如冬小麦拔节前 $K \approx 0.28$,拔节后 $K \approx 0.35$; C 为作物覆盖度。

观测实验表明,NDVI 与 LAI 呈非线性相关,且存在饱和现象,即随着绿色生物量

的增加达到一定程度后, NDVI 不再增长, 而处于“饱和”状态, “饱和”主要是由比值的非线性转换过程引起的, 它使得 NDVI 对红色反射率信号过度敏感, 而红波段对叶绿素的强吸收很快达到饱和。当 LAI 超过 2 或 3 时, NDVI 对 LAI 的变化不敏感。实验还表明: 随着观测角度的不同所引起的植土比差异, 以及作物类别不同所引起的叶形、叶角差异 (大豆叶偏椭圆形、叶角基本上呈水平状分布; 小麦叶呈长条形, 叶角基本上呈球状分布), 均使 NDVI 与 LAI 的关系曲线存在差异 (图 12.13、图 12.14)。图 12.15 是由模拟计算的结果, 图中显示了叶角分布 LAD、土壤反射率 ρ_s 在植被指数 NDVI、RVI 与叶面积指数的关系中的作用。

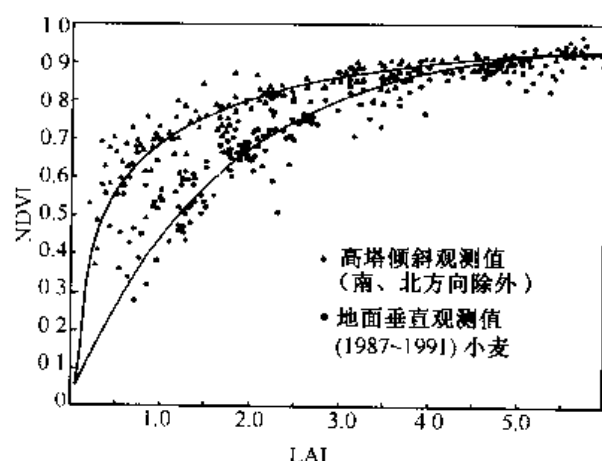


图 12.13 高塔与地面垂直观测中 NDVI 与 LAI 的关系^[12]

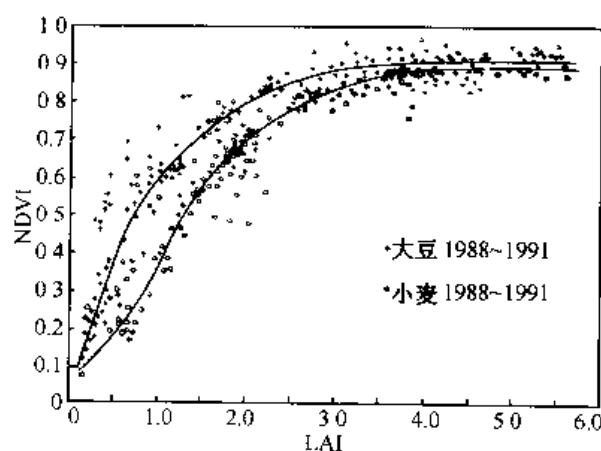


图 12.14 小麦与大豆 NDVI 与 LAI 的关系^[12]

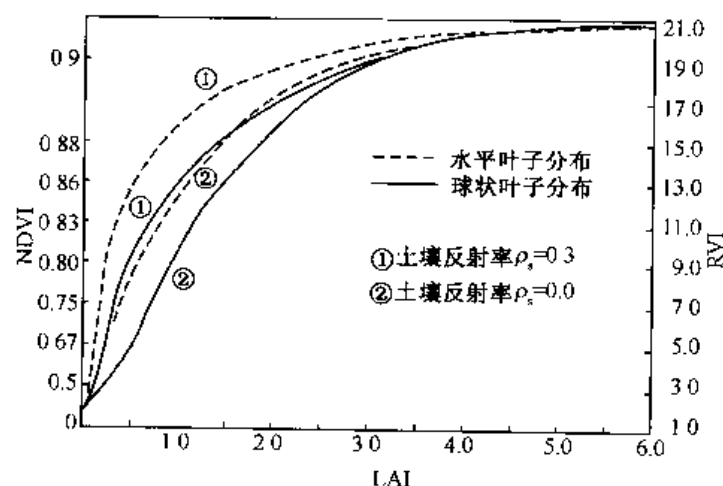


图 12.15 LAD、 ρ_s 对 VI-LAI 关系的影响^[12]

植被指数 VI 与叶面积指数 LAI 的关系, 除了随不同物候期植物生理状况的变化而变化以外, 还依赖于太阳高度角和方位角变化对植冠反射的影响, 以及依赖于生态系统的类型, 如冠层密度、下垫面类型等。

Leo Lymburner 等 (2000) 研究了 Landsat TM 的可见光、近红外、短波红外数据

与有效叶面积 (SLA) 的关系。通过大量试验研究表明: 可见光——绿、红波段与 SLA 之间存在极强的相关性, 叶片表皮上的异物 (如表皮毛、蜡质层等) 和低叶绿素含量、低 SLA 相联系, 它们减少了绿光的吸收, 增加了绿光的反射率; 近红外波段反射率与 SLA 之间存在正相关, 这是因为非同化作用的碳化合物, 如纤维素、半纤维素和细胞壁中的木质素的存在减少了 SLA, 也降低了近红外波段的反射率; 短波红外波段反射率与 SLA 之间存在极强的负相关, 这是因为叶片含水量在这一波段影响反射率, 高土壤含水量与高 SLA 相关联, 而叶片含水量的提高会降低反射率。鉴于红波段、近红外、短波红外波段反射率与 SLA 之间的关系, 可以产生一个新的植被指数——有效叶面积植被指数 (SLAVI), 表示为^[35]

$$SLAVI = NIR / (Red + MIR_2) \quad (12.23)$$

Leonard Brown 等 (2000) 利用 Landsat TM 的短波红外辐射信号 (TM5) 改进了对林地叶面积指数的反演。采用 4-SCALE 模型来模拟冠层反射变化, 用短波红外反射辐射来确定郁闭度, 并运用短波红外反射辐射的归一化处理来修正简化比值植被指数 (SR)。由于这种处理使 SR 值减小, 因而称为减化比值植被指数 (RSR——Reduced SR), 表示为^[36]

$$RSR = SR [1 - (SWIR - SWIR_{MIN}) / (SWIR - SWIR_{MAX})] \quad (12.24)$$

式中, $SWIR_{MIN}$ 为完全郁闭冠层的 SWIR 反射值, 而 $SWIR_{MAX}$ 为开放冠层的 SWIR 值。研究结果表明, 在应用 RSR 进行 LAI 反演时, 无须考虑覆盖类型的差异 (如白杨、松、云杉等), 也可不考虑分层覆盖类型 (如树群, 树冠, 树枝及根等)。同基于红光和近红光反射所获得植被指数进行 LAI 反演的不确定性相比, RSR 能提高对 LAI 的敏感度和减少背景对针叶冠层的影响。

Broge 和 Leblanc 等 (2001) 运用相对平等噪音法分析了多种植被指数对外部因子的敏感性。结果表明, 对于 LAI 的估计, 几乎所有的宽波段指数比窄波段指数更易受照度 (太阳天顶角)、冠层结构 (LAI、LAD)、叶片生物化学特征 (叶绿素浓度) 影响, 因此, 精确的估算 LAI 选择窄波段的数据为宜^[16]。

2. 植被指数与叶绿素含量的关系

叶子生长初期, 叶绿素含量与辐射能吸收间几乎直线相关, 即叶绿素含量增多, 蓝、红波段吸收增强, 绿波段反射率降低, 近红外反射率增强, 植被指数增大; 但当叶绿素含量增加到一定程度后, 吸收率近于饱和, 反射率变化小, 植被指数的差异不明显, 因而植物在生长旺季较难区分。

不同作物由于植土比的差异, 其表达叶绿素含量的光谱模型是不同。图 12.16 显示小麦几种植被指数模型与叶绿素含量的时间剖面曲线的关系。从图中可见, G_5 曲线与叶绿素含量相当吻合。实验证明, 对小麦而言, $G_5 = NIR/R^2$ 的光谱模型表达叶绿素含量最佳。其余四个绿度模型分别为

$$\begin{aligned} G_1 &= RVI = NIR/R & G_2 &= \sqrt{(NIR/R)} \\ G_3 &= \sqrt{(NIR - R)/(NIR + R)} & G_4 &= \sqrt{\frac{NIR - R}{NIR + R} + 0.5} \end{aligned} \quad (12.25)$$

对大豆而言, 因叶子较早封垄, 土壤影响较小, 则 G_3 光谱模型反映叶绿素含量最

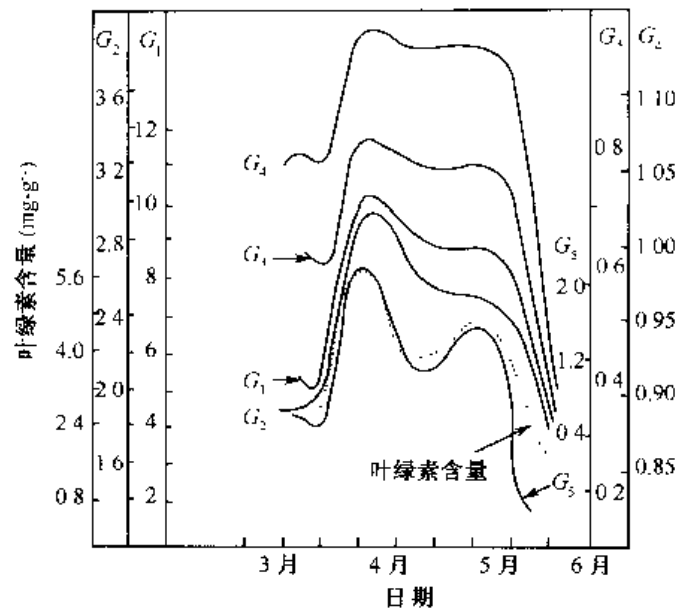


图 12.16 小麦光谱组合模型和叶绿素含量的时间剖面曲线^[12]

佳^[12]。

研究还表明, 可以根据红边拐点对应的反射光谱值, 来估计冠层叶绿素含量 (Chl_f), 叶绿素含量增加, 拐点值相应增加。V. Demarez 等 (2000) 指出: 林冠层叶绿素含量 Chl_f 除了以红边拐点对应的波长 λ_i 来确定外, 还受叶面积指数 LAI、观测方向、下垫面反射和冠层结构等因素的影响。若不考虑冠层结构 (如成熟林型或杆状林型等), 林冠层叶绿素含量 Chl_f 的估计误差可达 $23\mu\text{g}/\text{cm}^2$ ^[37]。因此, 需要充分考虑 LAI、视角、下垫面反射、冠层结构等因素, 通过 BRDF 模型求解冠层反射, 进行森林叶绿素含量的估计。

3. 植被指数与植被覆盖度的关系

植被覆盖度 (f) 指植被冠层的垂直投影面积与土壤总面积之比, 即植土比。

遥感器所测得的反射辐射 R 可表示为

$$R = fR_v + (1 - f)R_s \quad (12.26)$$

式中: R_v 、 R_s 分别为植被、土壤的总反射辐射; f 为植被覆盖度。则

$$f_1 = (R - R_s)/(R_v - R_s) \quad \text{或} \quad f_2 = (\rho - \rho_s)/(\rho_v - \rho_s) \quad (12.27)$$

式中: ρ 为植被与土壤混合光谱反射率; ρ_v 、 ρ_s 分别为纯植被和纯土壤宽波段反射率。

利用植被指数也可计算覆盖度, 即

$$f_3 = (\text{NDVI} - \text{NDVI}_s)/(\text{NDVI}_v - \text{NDVI}_s) \quad (12.28)$$

式中: NDVI 为所求地块或像元的植被指数; NDVI_v 、 NDVI_s 分别为纯植被和纯土壤的植被指数。该式适用于作物覆盖处的叶面积指数较均一的场合。

也可得

$$f_4 = (\text{NDVI} - \text{NDVI}_{\min})/(\text{NDVI}_{\max} - \text{NDVI}_{\min}) \quad (12.29)$$

式中: NDVI 为所求像元的植被指数; NDVI_{\min} 、 NDVI_{\max} 分别为研究区内 NDVI 的最

小、最大值。

实际上, 植土比 (f) 和叶面积指数 (LAI) 同时随时间、空间而变化, 因此, 需综合考虑植被指数与两者的关系。据理论推导, RVI、NDVI 与植土比分别呈指数 ($y = a^x$) 和幂函数 ($y = x^a$) 关系, 当 LAI 较小时, 它们与植土比的变化反应不敏感。而 PVI 与植土比呈直线相关, 但对植土比的感应能力随 LAI 减小而降低。就作物估产而言, PVI 较为优越, 只是应选 LAI 较大的时期。

研究表明: 由于健康绿色植物吸收短波红外辐射, 具有较高的湿度值, 对于所有土壤背景, 绿色植被覆盖随湿度值 (WI) 的增大而增大, 对于干燥土壤增加尤其明显。因此, 选用德帽变换的亮度分量 (BI) 或湿度 (WI) 来估计植物覆盖度比 GVI 更好^[38]。

4. 植被指数与生物量的关系

以上讨论了植被指数与叶面积指数、植被覆盖度的相关性。尽管不同的植被指数与 LAI、植被盖度的相关性大小不同, 但总体看来, 这种相关性是明显的。

生物量指的是植物组织的重量。它是由植物光合作用的干物质积累所致。显然, 叶面积指数 LAI 与植被盖度均是生物量的重要指标, 它们都与植被指数相关。一般说来, 作物长势越好, 叶面积指数越大, 作物产量就越高。研究表明: 冬小麦的理论产量与抽穗期叶面积指数呈很好的线性相关。因此, 可以把一个地区的平均叶面积指数 ($\overline{\text{LAI}}$) 与该地区植土比 (f) 作为该地区作物总产量的线性相关因子。植被指数与生物量的定量关系, 将在下面的“作物估产”部分作详细论述。这里仅讨论植被状态指数 (VCI——Vegetation Condition Index) 与植被覆盖度、生物量的关系。

由 NOAA/AVHRR 数据获得的植被状态指数 VCI 被定义为

$$\text{VCI} = (\text{NDVI} - \text{NDVI}_{\text{med}}) / (\text{NDVI}_{\text{max}} - \text{NDVI}_{\text{min}}) \quad (12.30)$$

式中: NDVI 、 NDVI_{max} 、 NDVI_{med} 、 NDVI_{min} 分别为平滑化后每周 (7 天) 的 NDVI 以及它的多年最大值、中值、最小值 (以像元为计算单元)。

Anatoly 等 (1993)^[39] 曾对干湿两种气候条件和不同生态区 (高程与 NDVI 值不同), 运用 NOAA/AVHRR 数据获得的植被状态指数 VCI 来估算植被覆盖度以及草场与作物生产力, 并通过大量地面实测数据来验证遥感估算的结果。研究结果表明, 尽管

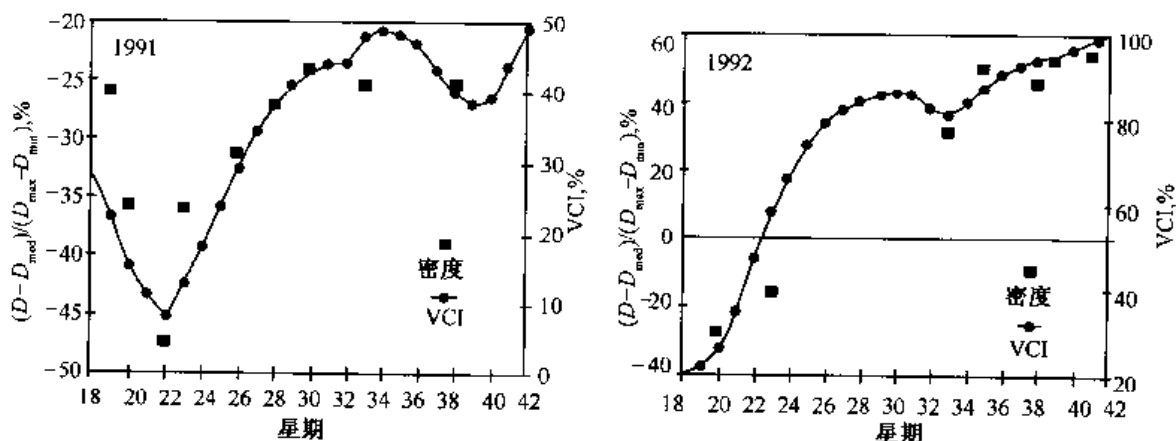


图 12.17 植被状态指数 VCI 对植被覆盖度的关系^[39]

不同生态区的 NDVI 变化趋势相似, 但 VCI 值差异大, 且与盖度匹配好; 用植被状态指数 VCI 对植被覆盖度的估算误差 < 16%, 低覆盖区误差更小; VCI 估算值与实测的植被覆盖度相关性较高 (相关系数约 0.76) (如图 12.17)。因此, 用遥感卫星数据所获得的植被状态指数 VCI 方法, 来定量估算大面积植被覆盖度和生物量是有效的。

Anderson 等 (1993)^[40]用 TM/NDVI 估算半干旱区牧草地的绿生物量 (BI) 试验表明, 在半干旱牧区, 用遥感植被指数来估算草地生物量, 关键在于遥感像元与地面样点两种不同尺度信息源关联的方法。他们选用 3 种方法比较: ① 样点法, 由于地面样点一般难以对应图像数个像元组成的取样区内的平均绿度值, 而影响 VI 与生物量 BI 的关系; ② 光谱分类法, 因纯光谱分类结果依赖于植被盖度及反照率, 而半干旱区, 土壤背景的影响大, 则光谱分类所生成的各类别平均植被指数也不能很好地反映它与 BI 的关系; ③ 绿度分层法, 在特定生育期选用多变量植被指数能弥补土壤亮度条件变化的干扰和光谱分类的不足。只需通过“阈值法”对植被指数 (绿度) 分割为不同绿度层, 每层对应多个地面观测结果的平均值, 构成绿度与绿生物量的高度相关。用此法可以估算草地绿生物量。

Thenkabail 等 (1994)^[41]将对植被水分反映敏感的 TM5, 7 波段 (短波红外) 引入植被指数中, 组成:

$$\begin{aligned} STVI_1 &= (TM5 * TM3)/TM4; \quad MSVI_1 = TM4/TM5; \\ STVI_2 &= TM4/(TM3 + TM7); \quad MSVI_2 = TM4/TM7; \\ STVI_3 &= TM4/(TM3 + TM5); \quad MSVI_3 = TM4/(TM5 + TM7); \end{aligned} \quad (12.31)$$

并通过大量试验, 比较它们与常规由红波段 (TM3)、近红外波段 (TM4) 组成的植被指数在估算大豆、玉米叶面积指数、湿生物量、干生物量、植被高度, 最终产量等作物生长参数的有效性。试验结果表明, 加入短波红外的植被指数往往并不亚于常规植被指数, 尤其对玉米的改善明显。

N. Moleele 等 (2001)^[42]通过 TM 影像数据, 结合野外实地调查, 来分析评价传统植被指数 (NDVI 等) 与基于短波红外的暗化植被指数 (Darkening indexes) 在半干旱地区生物量估算中的适用性。研究结果表明, 大多数植被指数 (如 NDVI 等) 能够被用于区分大范围空间上在 0.3 ~ 1.5m 的枝叶层的生物量。NDVI 与较低的枝叶层有较高的相关而与其他层则无相关性, 但与不同枝叶层的总绿色生物量不相关。而只有暗化指数 (TM5/TM7、TM5 + TM7、TM5 - TM7 等) 与所有枝叶层中的每个层的生物量有较高的相关, 可用于估算草层和枝叶层的总绿色生物量。因此, 随着 MODIS 短波红外数据的增加, 应充分利用短波红外波段的一些变换来估算包括半干旱地区在内的植被生物量。

应该指出的是, 植被指数与生物物理参数之间的关系是复杂的。Xiang Gao 等 (2000)^[43]考虑到植被指数与生物物理参数间关系受到多种因素的影响, 用一个 3 维冠层辐射传输模型和几何光学-辐射传输混合模型 (GORT) 来模拟作物、草地、森林 (分窄叶与阔叶) 冠层的方向半球反射。通过大量实验, 分别建立三种不同土壤背景 (植物全覆盖、浅色土壤、深色土壤) 条件下, 不同植物的 NDVI、SAVI、EVI 三种植被指数与 LAI、FAPAR、F 等生物物理参数之间的关系。研究结果表明, 因 NDVI 对土壤敏感, 可用来评估植被量的变化, 但 NDVI 难以推断 FAPAR; 而 SAVI 与生物物

理参数之间的关系较为可靠, 但 SAVI 对冠层结构敏感。因而, 在建立 SAVI、EVI 与生物物理参数关系时, 应该注意地表土地覆盖类型等先验知识的引入。

12.3.2 植被指数与地表生态环境参数的关系

以植被指数 NDVI 为例, NDVI 常被认为是气候、地形、植被/生态系统和土壤/水文变量的函数。从概念上讲, 可用这些环境因子建立 NDVI 模型^[44]:

$$\text{NDVI} = F(C \cdot V \cdot P \cdot S) + E \quad (12.32)$$

式中: C 为气候子模型; V 为植被/生态子模型; P 为地形子模型; S 为土壤/水文子模型。这些子模型又可表示为各自主因子的函数:

$$\begin{aligned} C &= F_1(\text{降水、气温、日照}) + E_1 \\ V &= F_2(\text{生态系统类型、植被类型}) + E_2 \\ P &= F_3(\text{高程、坡度、坡向}) + E_3 \\ S &= F_4(\text{土壤持水性、养分、透水性、地表水利用率、地下水}) + E_4 \end{aligned} \quad (12.33)$$

上述的 E 、 E_1 、 E_2 、 E_3 、 E_4 为模型误差, 由未考虑的环境变量或潜在的测量误差引起。

可以看出上述模型涉及的因子很多, 许多因子也难以具体量化。但是由于其中一些环境变量并非完全独立, 具有相关性, 如日照与气温常与高度相关、土壤持水性与透水性呈负相关。因此, 模型可以被简化, 有些变量可以由其他变量描述, 则用有限的环境变量建立 NDVI 模型是可能的。

很显然, 描述 NDVI 的这些环境变量均随时间/空间变化, 则可以认为 NDVI 具有三维或四维的变化。但是对于一个特定的地理位置和一定时间尺度 (如年或 10 年), 地形子模型可认为是常量, 植被/生态系统子模型及土壤/水文子模型也可认为变化不大。那么, 应该说变化较大的是气候子模型, 或者说, 对一个具体时间 (t) 和一个具体地点而言, NDVI 主要成为相关气候变量的函数:

$$\text{NDVI}(t) = F(\text{气候变量}) + E \quad (12.34)$$

我们首先讨论植被指数与气候因子的关系:

1. 植被指数与气候参数的关系

影响植被指数的气候参数主要指降水、气温和日照, 因此上式可表示为:

$$\text{NDVI}(t) = F[\text{降水}(T_t), \text{气温}(T_t), \text{日照}(T_t)] + E \quad (12.35)$$

式中: T_t 表示在具体时间 t 之前一段时间的某个因子的累计影响。一般说来, 气温和日照是与同一年度的季节密切相关, 而季节可用日期来加以描述。因此, 可用一个指定变量——日期 (j), 作为表示气候季节的变量, 则上式可简化为

$$\text{NDVI}(t) = F[\text{降水}(T_t), j] + E$$

对于一个时间分辨率为天的 NDVI 模型, 上式的 t 为 j , 则

$$\text{NDVI}(j) = F[\text{降水}(T_j), j] + E \quad (12.36)$$

也就是说, 日期为 j 的 NDVI 为降水 (T_j) 和日期 j 的函数。它受日期 (表征气温与日

照)以及该日期前一时间段(T_j)降水的影响。Di 和 Rundguist 等(1994)^[44]进一步研究了在植物缺水条件下(即干旱-半干旱环境下),植被指数 NDVI 与降水的关系,建立了植物生长期降水-植被响应模型,来描述一次降水事件带来的随时间变化的 NDVI 响应曲线和对总的 NDVI 响应延续时间,以说明植被如何响应降水事件。研究结果证实了 NDVI 与两三个月的累计降水有很好的相关关系;一次降水将引起 NDVI 峰值出现,峰值出现时间约滞后 15~25 天。这种滞后现象可解释为降水到达植物根部,被根系吸收并输送到叶部,并影响到叶的色素和结构所需要的时间。当然,这个响应时间是随植物生长模式、日期、土壤特性等而变化的。

不少学者对植被指数 NDVI 与降水的关系进行研究,指出 NDVI 与降水的空间分布及年内、年际变化有关,并建立了 NDVI 与降水之间的统计性关系,以说明 NDVI 是识别气候干旱程度的一种方法。如 Peters 等(1991)的研究表明,北美半干旱的 Nebraska 地区 NOAA/AVHRR 的 NDVI 与气候干旱指数间存在统计相关。并用 NDVI 找出了 1988 年该州的干旱中心;Kogan (1990)^[45]利用 VI 在相距很远的气象台站之间建立降水模型,当影响植被长势的其他因素一致或可推测时,比较气象台站周围和远离台站地区的植被指数,并利用它们的相似性来估计降雨量。

植被指数与表面温度的关系,也被许多学者研究。Smith 和 Choudhury (1990、1991)^[46]对澳大利亚东南部地区,利用 TM 数据(春)和 NOAA/AVHRR 数据(夏),提取表面温度和 NDVI,通过一个土壤-植被的表面热平衡模型,分析了农田与常绿林地的 NDVI 与表面温度关系,研究表明它们的关系对两者是不同的;Gallo 等(1993)^[47]在研究城市热岛效应时,发现由多种地表环境因子组成的城市和郊区的 NDVI,与所观测的城市和郊区地表最小温度差呈线性关系;Shigeto (1994)^[48]研究由 TM 数据所提取的 NDVI 和亮度温度及表面温度梯度之间的线性关系,并研究不同地表类型表面温度的植被效应。

Yang 等(1997)通过对美国北部和中部大平原的 NOAA/AVHRR 数据所得的多时相融合的归一化植被指数 TINDVI (Time-Integrated) 和地面气象站气象数据所派生的 2 个月间隔的气候变量——表面气温 T_a 、土壤温度 T_s 、太阳辐射 SR、降水量 PT、大气相对湿度 RH、GDD 生长期温度(被定义为日平均温度与基本温度 10℃ 之差); ET_p 潜在蒸散(通过方程计算);建立两者间的关系模型^[49]:

$$TINDVI = F\{T(t), GDD(t), PT(t), ET_p(t), SR(t), RH(t)\} \quad (12.37)$$

以多年的 TINDVI 为自变量,以 7 个季节性气候数据为因变量进行多元线性回归分析。结果表明,PT、 ET_p 、GDD 是草场长势和生产力的最主要控制因素。其中 TINDVI 与春夏季的降水量呈正相关,与初春的潜在蒸散呈负相关;对于不同类型草场分别研究表明:北方混合牧场光合作用的路径是决定草地长势的重要因素,而对南部草场,TINDVI 受生长季节的水热条件的影响。

Kawashima (1994)^[50]利用冬季日本东京地区昼夜的 TM 图像数据经 Lowtran7 大气纠正,对地表组成结构(即建筑群与植被的比例)不同的城区(建筑群占总面积的 82.5%)与郊区 A(建筑群占总面积的 61.6%)、郊区 B(建筑群占总面积的 30.9%),分别计算了其平均 NDVI、昼夜平均地表温度(T_{SD} 、 T_{SN})及日温差($\Delta T_s = T_{SD} - T_{SN}$),并通过计算 $T_s/NDVI$,研究不同地表类型表面温度的植被效应。

2. 植被指数与植物蒸散、土壤水分的关系

一般说来, NDVI 能反映植被状况, 而植被状况与植被蒸发量、土壤水分是有关的。Wiegand 和 Richardson (1990) 对某一站点的绿色植被连续测定表明, 累计的蒸发量与累计的植被指数间高度相关; Cihlar 等 (1991)^[51] 通过作物生长季节每 15 天的 NDVI、气象站点的气象数据, 由土壤水分模型 (VSMB、SWOM) 反演计算了根系不同深度水含量以及生态、土壤等信息, 并在 GIS 支持下研究 NOAA/AVHRR 的 NDVI 与生态变量的关系以及用 NDVI 来估算蒸发量的可能性。研究发现, 不同的植被/土壤组合显示不同的 NDVI 变化轨迹, 它与潜在的蒸发量 (PE) 曲线的趋势密切相关。实际蒸发量 (AE) 与相应的 NDVI 间相关系数为 0.77; NDVI 与前 15 天的潜在蒸发量间相关系数为 0.86; 整个生长季节的累计 NDVI 与累计蒸发量高度相关, 相关系数达 0.96。研究表明, 用 NDVI 和潜在蒸发量 (PE) 可以估算 15 天为周期的实际蒸发量 (AE), 估算误差约 10%~15%。这个结果说明 NDVI 的变化轨迹除了可提供植物季相变化的重要信息, 还能较好地估算实际蒸发量 (AE)。

不少学者研究了不同的干旱-半干旱地区植被指数与土壤水分的关系, 发现植被指数与各种测量所得的土壤水分有效性之间有密切的经验关系, 且植被指数与土壤水分胁迫 (Stress) 的关系与植被类型有关。这些研究表明, NDVI 可以作为一种有用的土壤含水量指标。Choudhury 和 Golus (1988) 运用 Nimbus-7 的多通道微波辐射仪 (SMMR) 和 NOAA/AVHRR 数据, 由 SMMR 得亮度温度和由 AVHRR 得植被指数 NDVI, 再通过降水指数 (API) 模型与土壤湿度进行相关分析, 建立土壤湿度诊断模型 (线性回归方程), 得到 4 级土壤湿度信息, 并与不考虑植被的 3 级土壤湿度进行比较分析。Di (1991) 用 NOAA/AVHRR 所得的 NDVI 和表面温度, 以及气候数据计算区域尺度土壤水分。研究表明, 此法所得的区域土壤水分与作物水分指数 (CMI) 和 Palmer 干旱指数 (PDSI) 有高度相关。Walsh (1987) 也指出, 反映 Oklahoma 地区气候干旱的作物水分指数 (CMI)、干旱指数 (PDSI)、缺水指数 (HD) 3 个指数的空间/时间变化可以通过 NOAA/AVHRR 的 4 种植被指数来估算。

Kogan (1998、1999) 在研究旱灾遥感监测中, 进一步提出植被状态指数 VCI、温度状态指数 TCI 及植被-温度混合状态指数 VTCI 的概念, 它们分别表示为^[52]

$$\begin{aligned} VCI &= (NDVI - NDVI_{\min}) / (NDVI_{\max} - NDVI_{\min}) \\ TCI &= (T - T_{\min}) / (T_{\max} - T_{\min}) \\ VTCI &= \alpha \cdot VCI + \beta \cdot TCI \end{aligned} \quad (12.38)$$

式中: NDVI、NDVI_{max}、NDVI_{min} 分别为平滑后的月或旬、年的 NDVI 值、最大、最小值; T、T_{max}、T_{min} 是由 AVHRR 第 4、5 通道数据的亮度温度; α 、 β 为权重系数, 与植被类型、生长阶段、地理位置等有关。

VCI 可反映出 NDVI 因天气气候变化的影响而产生的变化, 可以消除或减弱地域因素或生态因素、土壤条件的不同而对 NDVI 的影响, 可以表达出大范围干旱状况, 尤其适于编制低纬 (<50°) 地区的干旱分布图。

虽然 VCI 在作物生长期是表达旱灾状态的一个可信指数, 但是由于旱灾标准难以准确定义, 通常是通过建立遥感参数 VCI 与地而实测土壤水份含量之间的统计关系模

型，直接用 VCI 来表达旱情等级，以定量地评价区域缺水或旱灾情况^[52]。

§ 12.4 应用实例

12.4.1 植被动态变化分析

1. 中尺度植被动态监测与制图

应用多时相 NOAA/AVHRR 图像数据进行植被类型制图和植被动态变化分析^[53]。

研究区选择位于半干旱-干旱过渡地带的内蒙古典型干草原地带 (E115°~120°, N41°~46°, 面积约 25 万 km²)，其西部为小腾格里沙地，东北部为大兴安岭南段林地。研究区生态环境异常脆弱，人类活动和气候上的波动极易引起环境的变化，是进行植被遥感研究的理想地域。通过对 NOAA/AVHRR，不同时相植被指数 RVI 图像进行分割处理，可以揭示植被绿波的进退和季相变化以及在空间上的表现，同时获得植被类型图。具体工作步骤如下：

(1) 遥感资料的预处理，选择了植物生长季节中，4 个不同时相的无云图像，即 1989 年 5 月 4 日，6 月 8 日，7 月 3 日，8 月 13 日，对这些图像数据进行大气纠正、UTM 投影变换，使不同时相的图像在空间上严格配准。

(2) 求算比值植被指数 $RVI = CH_2/CH_1$ ，作 4 个时相的植被指数图像。不同 RVI 值反映植物光合作用的强弱，也是植物类型差异的一种表现。但是单一时相的 RVI 还不足以区分植物类型，多时相的 RVI 可提供更多的植物信息。

(3) 对 4 个时相的 RVI 图像进行主成分分析 (K-L 变换)。即实现时间维的植被指数 RVI 的空间坐标旋转，使植被类型分离的可能性达到最大。经 K-L 变换的第一主分量，方差百分比达 89.9%。集中了绝大部分的植被信息，且各植物类别间差异最大。该图像可作为进一步分析的典型图像 (表 12.3)。

表 12.3 内蒙达里诺尔地区多时相植被指数 V1 图像 K-L 变换特征统计

时相 序号	均值	标准差	协方差矩阵				主 分量	特征向量				百分率 方差 (%)
			1	2	3	4		1	2	3	4	
1(504)	189.98	25.029	626.48	211.07	1 415.0	1 428.5	1	-0.169	-0.133	-0.690	-0.691	0.899
2(608)	232.27	33.752	211.07	1 139.2	1 056.4	1 059.4	2	0.094	-0.988	0.084	0.083	0.068
3(703)	154.07	77.434	1 415.4	1 056.4	5 996.0	5 825.6	3	0.977	0.072	-0.189	-0.065	0.020
4(813)	153.85	77.507	1 428.5	1 059.4	5 825.6	6 007.3	4	-0.086	-0.007	-0.694	0.715	0.013

(4) 运用图像分割技术 (即密度分割)，采用阈值方法，对上述的第一主成分图像进行空间分割。“分割点”阈值的确定，先对第一主成分图像进行灰度线性拉伸 (0~255)，根据直方图上每个特征峰的形状和位置等细节，确定分割端点。即根据每个特征峰的均值 \bar{u} 和方差 $\bar{\sigma}$ 确定每段分割的端点，端点值即为阈值 (或称门限值)，将图像分割为 9 级。

(5) 图像分割后生成植被类型图。将分割图像与该地的植被图进行比较, 使各色调分别代表不同的地表覆盖类型 (植被类型), 见表 12.4。

表 12.4 多时相植被指数 VI 图第一主分量的图像分割

DN 区间	0~32	32~64	64~96	96~128	128~160	160~192	192~224	224~254	254~255
色调	深绿	苹果绿	蓝绿	豆绿	浅黄	土黄	深黄	红色	血青
植被意义	森林或 密灌丛	林缘草地	草甸草原	干草原	典型 干草原	退化草场	严重 退化草场	农田	裸地裸沙

最终生成由多时相 RVI 图像 K-L 变换的第一分量图, 经图像分割、彩色编码而生成的植被类型图。该图已不代表一时一地的植被指数的空间分布, 而代表着地表各种覆盖类型的空间分布格局, 是一幅植被景观图。

(6) 中尺度植被动态变化分析。选择 1987 年 6 月 8 日和 1989 年 8 月 13 日的 RVI 图像, 分别进行图像分割, 得两张分割后的彩色编码图像。对这两张分割图像进行对比分析, 植被指数最高的墨绿色表征山地森林、灌丛, 时间和空间上均稳定, 几乎不受气候波动影响; 浅绿和黄色为草原植被类型, 它们随季节和年份呈现很大波动。两者绿峰的水平距离差约 200km, 反映出季节和降水波动的结果, 即 6 月份是草的生长旺季为全绿状态, 8 月份草已开始枯黄; 同时根据气候资料, 当地 1986、1987 年为丰水年, 草原植被返青早、生长旺、绿峰迅猛推进, 而 1988、1989 年为大旱年, 草类提前枯萎, 绿峰提前全线消退, 致使两者的季节差大于正常年份。

2. 大尺度植被动态变化分析

随着全球生态环境的恶化, 植物遥感从主要了解局地植物状况和类型, 到围绕全球生态环境而进行大尺度 (洲际或全球) 植被的动态监测及植被与气候环境的关系研究。

日本用 NOAA 的全球 NDVI 植被指数来分析全球植被和土地类型。在全球植被研究中 (以 1987 年为例), 用全球 1 公里的 AVHRR 数据以像元为单元, 计算每天的绿度指数 (GVI)。为了排除大气影响、云的干扰, 选择 7 天中 GVI 的最大值 (云的 GVI 为低值) 作为一周的 GVI; 再用每个月 4 周中 GVI 的最大值作为月的 GVI; 分析 GVI 的月变化, 并作不同月份 GVI 的彩色合成图, 以分析 GVI 的季节变化; 对月 GVI 图像进行分类, 分出热带雨林、常绿林、落叶林、苔原冻土、草地、半干旱、高山干旱、干旱沙漠等 8 种类型植被类型, 并作出不同月份 8 种类型的 GVI 变化曲线, 以分析不同植被类型的动态变化 (月或季节); 用 1987 年的平均植被指数值图像, 进行图像分类绘制全球植被图; 将 8 种类别归并为森林、草地、沙漠 3 大类, 进行大区域 GVI 分布特点和类别的研究; 通过以年为单位的 GVI 的多年对比, 分析不同区域 (全球、欧亚、大洋洲、南美洲、北美洲、非洲等) 的植被年变化。

在全球土地覆盖类型研究中, 考虑到南北半球的差异, 即南半球的 1 月份约相当于北半球的 7 月份, 因而在数据采集上, 将南半球数据移动 6 个月。经数据预处理后, 对全球的 NDVI 作集群分类, 分出 13 种土地覆盖类型——热带雨林、热带大草原、落叶林、常绿阔叶林、季雨林、热带草原和草原、草原、地中海灌木、常绿针叶林、阔叶林

地、灌木和仅有旱生植被的干草原(半干旱)、苔原冻土冰区、沙漠,作全球土地覆盖类型图,并作13种类别NDVI的季节变化曲线,以进行全球土地覆盖类型的动态监测。

我国不少学者也用NOAA/Fy-1的NDVI,作全国植被或土地覆盖类型图,进行全国植被生态环境动态监测,以反映植被或土地覆盖的年、季、月动态变化及地域气候界线。由于用3条轨道的NOAA/AVHRR数据方可覆盖全国,而气象卫星轨道每天东移6°,3条轨道的时间约6小时,因此多轨拼接存在着一系列的技术问题,如太阳高度角的纠正,目标反射辐射值的归一化处理,投影变换等。一般先计算每天的NDVI值,将每个像元10天中NDVI最大值作为该像元的“旬”NDVI值,再由一个月中的上、中、下旬NDVI生成每月的全国植被指数图,反映植被及生态环境的动态变化。

应该注意的是,NDVI最大值法(MVC),虽然对去除云是有效的,但忽略了地表的方向性反射,这将造成NDVI值以及由NDVI反演地表参数的误差。

12.4.2 遥感大面积作物估产研究

利用遥感技术监测农作物长势和进行大面积作物估产,是遥感用于植物宏观研究中又一突出的例子。早在1974~1977年,美国农业部的大面积作物估产计划(LACIE计划)中,对美国大平原9个州,并外延到加拿大,前苏联等世界其他地区的冬小麦进行陆地卫星(Landsat)为主的遥感估产;随后,又有过一系列农业资源的遥感计划,利用NOAA/AVHRR数据进行多种作物长势监测与产量预测,并建立起遥感估产的运行系统,定期发布世界各国和区域产量预报。其他国家如法、德、加拿大、俄罗斯、日本、印度等,对小麦、水稻、玉米、大豆、棉花、甜菜等的遥感估产也取得了明显的经济效益。我国1983~1987年开展京津冀地区冬小麦遥感估产;1984~1989年国家气象局开展了北方11个省市,利用气象卫星监测冬小麦长势研究,建立了气象卫星综合测产技术体系和服务体系;国家“七五”、“八五”计划中,遥感估产均被列为国家攻关项目,做了大量理论与方法研究,并对黄淮海平原冬小麦、江汉平原及太湖平原水稻、松辽平原玉米等进行了遥感大面积作物动态监测与估产。

早期的作物估产主要是单因子的产量模型,即农学-气象产量预测模型、作物-生长模拟模型、经验统计模型等,也就是,传统的统计分析气象因子综合估算法。20世纪70年代后期的遥感估产则是把遥感信息作为变量加入到估产模型中,建立遥感估产模型。在理论上探讨植物光合作用与作物光谱特征间的内在联系,以及作物的生物学特性与产量形成的复杂关系等;在方法上,从单纯建立光谱参数与产量间的统计关系,发展到考虑作物生长的全过程,将光谱的遥感物理机理与作物生理过程统一起来,建立基于成因分析的遥感估产模型,估产精度不断提高。

1. 作物产量形成因素

遥感对作物产量形成因素的理解是综合的、宏观的、多因素的。它包括作物本身的生物学因素,以及土地、土壤、气候、农业管理等综合因素。这些因素有的是受人类控制的因子,有的是受自然条件影响的因子,必须加以分析。

1) 生物学因素

指作物本身的光谱特征、作物的水分含量、叶绿素含量、作物的品种、类别等。作物产量的实质是绿色植物利用光能,把 CO_2 和水转化为各种碳水化合物的过程,即光合作用过程。也就是说,作物产量——生物量积累是作物与它周围生态环境不断进行物质循环和能量交换的过程。其中,叶绿素是植物产生干物质的基础,因此单位面积内叶绿素含量(即叶绿素浓度)与产量直接相关。光合面积与叶绿素浓度结合可反映作物群体参与光合作用的叶绿素数量。

植物光谱信息一定程度上能反映叶绿素的多寡,而水、热、气、肥等环境因素直接影响光合有效辐射(PAR)向干物质转换的效率,于是发展了相关模型如光谱-产量模型、绿度-产量模型等,建立一些农学参数(单位面积的总茎数 SJ、有效穗数 head、叶面积指数 LAI、鲜生物量 BM、干物质重量 DM 等)与光谱植被指数(NDVI、RVI、PVI 等)间的定量关系,以实现遥感对植物生长状况的动态监测与估产。

2) 水、土等环境因素

包括土壤、地形、地下水、排灌条件、土壤肥力等。它提供作物基本的生长条件如一定的酸碱度、营养物质、根系通气状况、水分供应等,是决定一个地区产量的主要和基础因素。其中部分因素是可以人为控制的。水土等环境信息可以通过遥感信息加以识别和提取。

3) 气象因素

主要指日照条件(日照强度和时数)、温度、降水量等因子,多为不可控制因素。作物必须在一定的物质供应(光合辐射、二氧化碳、水分等)和外界环境条件(热量等)下才能进行正常的生理活动。作物生长需要充分的阳光,如小麦生物产量的 90%~95% 来自光合作用形成的光合物质。当小麦扬花、灌浆时,若阴天多,光照不足会影响籽粒形成。温度是作物生长发育必不可少的生存条件,是决定作物各生长阶段的关键。如冬小麦的生育期在南方与北方可差 1 倍以上——广东冬小麦全生育期约 136 天(11 月至翌年 3 月底)、华北一带冬小麦全生育期约 260 天(9 月下旬至翌年 6 月中上旬)、西藏小麦全生育期则要 340 天左右,但积温却相差无几,一般在 2 000~2 200℃ 左右。在作物生长过程中,只有当温度条件达到所需的指标,才能转入下一个生长阶段。例如,冬小麦有播种、冬前、返青、起身、拔节、孕穗、抽穗、扬花、灌浆、成熟 10 个生长期。

降水量影响到土壤和空气中水分含量。作物通过根系吸收土壤中的水分,输入到蒸腾器官;在蒸腾作用过程中,又把水分失掉,保持植株内的水分收支平衡,以达到正常生长的目的。干旱缺水直接影响产量,而降水和温度可由气象卫星数据和气象台站观测的常规数据,或通过一定的气象模式来推导。

实际上,光照、温度、降水的气象因素以及土壤因素决定了一个地区作物的自然生产潜力,也是进行作物估产分区的基本指标。

4) 农业管理因素

指在当地条件下逐步形成的, 具有相对稳定性, 可通过逐年统计而得, 如间作、轮作、一年两作以及施肥、水利条件等。

可见, 遥感估产是综合以上因素的“环境遥感估产”。

2. 主要农学参数与遥感的关系

实践证明, 尽管作物产量受环境因素的影响, 但是产量高低最终仍集中反映在作物的穗数 S 、粒数 L 、千粒重 T , 这三者的构成上, 即单位面积产量 = 单位面积的 $S \cdot L \cdot T$ 。以冬小麦为例^[54]:

(1) 穗数 S , 决定于返青—抽穗期单位面积上有效光合作用强弱, 取决于冬前的水肥条件(土壤水分含量、土壤肥力水平等)与积温(日照辐射量等)。抽穗期终结, 茎苗数(穗数)方成定局。在这一生长阶段, 冬小麦生长主要体现为叶面积的增长。即冬小麦在抽穗的同时, 叶面积在不断的增大, 最大叶面积指数 LAI_{max} 与穗数间存在线性关系。抽穗期的 PVI 与 LAI 相关性最好。图 12.18 显示返青—抽穗期(3月初至4月中旬)植被指数(G)与 LAI 相关性最好。但其他时段相关性不明显。PVI 反映当时单位面积上植被有效光合作用能量大小的物理量, 与 LAI 存在着对数函数关系(可通过地而试验得到), 再考虑相应的日积温值, 便可得 LAI_{max} 。因而, 通过遥感数据所得的 PVI 可以估算冬小麦穗数。

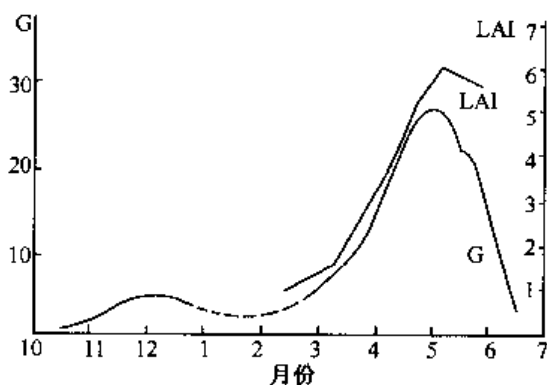


图 12.18 冬小麦绿度、叶面积指数曲线图

(2) 粒数 L , 决定于抽穗—扬花期单株光合作用的强弱。它与土壤水分含量、有效分蘖状况以及温度、湿度、土壤肥力水平、风速等有关。扬花期后, 每穗粒数已定。PVI/ S 表示单株冬小麦获得的平均光合作用能量。它与单位长度茎干重量成正比, 而单位长度茎干重量又与每穗平均粒数呈线性关系。可见粒数也可从遥感数据中估算出。

(3) 千粒重 T , 决定于扬花—乳熟期单株光合作用的强弱及能量的转移速度。这与植株的含水量及温度、土壤含水量、干热风等有关, 也可通过千粒重与 PVI/ S 建立的相关来求得。

以上分析说明, 遥感估产有以下几个特点:

(1) 遥感估产需要作物生长全过程的光谱参数。由于构成产量的 3 个要素分别与作物不同生长期的植被指数 PVI 有关。因此必须掌握作物生长全过程的光谱参数才能正确估产。而 Landsat/TM 的时间分辨率有限, 故遥感估产除用 TM 外, 还离不开短周期的气象卫星 AVHRR 数据。过去把某一时段的遥感光谱参数或它的累加值与产量直接挂勾的模式尚有不足, 如过于密植, 光谱值增加, 但产量并非增加。

(2) 遥感估产主要运用遥感数据中反映植物光合作用的代表波段——可见光红波段

和近红外波段,说明遥感估产不仅直接抓住“光合作用”这一事物的本质,而且能给出定量分析数据——各种植被指数,它是单位面积光合作用的有效描述。

应该说,遥感作物估产要比传统的气象估产模式(考虑影响常年产量的气候条件)、统计估产模式(农学参数与产量的大量抽样和统计计算),更详细地提供作物空间分布的细节,且避开许多复杂的中间过程,如病虫害、灌溉、施肥等,而直接抓最终结果——产量。

这里垂直植被指数 PVI(它消除或减弱了大气、土壤的干扰)更具有高度综合能力。根据 PVI 与产量构成三要素间的内在关系,可建立起包括遥感光谱参数、土壤含水量、日照、积温、叶面积指数等有关参数在内的估产方法。

当然也可以建立其他植被指数(NDVI、RVI、EVI、GVI 等)与作物参数(与产量有关的作物参数——LAI、BM、DM、SJ 等)之间相关性,建立植被指数与作物参数及产量间的数学模型,以便实现作物长势动态遥感监测和遥感估产。

(3) 遥感估产离不开地面实况的配合。遥感估产是建立遥感数据与产量构成要素间的内在联系。而这种内在联系是以地面样点试验为依据的。一方面遥感估产中遥感数据需要地面样点的定标,以建立模式;另一方面遥感估产的结果,又要地面样点的检验,所以遥感估产离不开地面实况的配合。

(4) 遥感估产还需要积温值、日照时数、播种量、土壤含水量等非遥感的农学参数、气象参数的支持,所以在 GIS 支持下进行遥感与非遥感数据的综合分析是提高遥感估产精度的必要途径。

3. 大面积作物估产涉及的内容

“大面积作物”指一个较大区域内,某种单一作物,比如小麦、玉米、水稻等。尤其是冬小麦,它的栽培日程独特,与其他众多作物不同,因而它在每个生长期的形态、光谱特征均与周围的环境背景有明显差异。这就相当于遥感影像中的“单一”作物。田块较大且形态较为规整的空间分布特征,以及作物单一、内部较为均匀的光谱分布特征,是进行遥感宏观研究的前提。

遥感大面积作物估产主要涉及 3 方面内容:作物识别、作物面积提取、作物长势分析。在这 3 方面内容综合的基础上,建立不同条件的多种估产模式,进行作物的遥感估产。

1) 作物识别与作物面积提取

作物识别与作物面积提取,往往是结合进行的。其基本过程包括:

(1) 遥感数据的采集与预处理

根据区域分布、作物类别、农事历等特点,选择空间、波谱、时间分辨率相对应的遥感图像数据。

气象卫星 AVHRR 数据周期短(2 次/天),对监测作物全生长期的长势动态变化有明显优势,是作物估产不可缺少的信息。但气象卫星的空间分辨率低(1km),对作物识别与面积提取不利。而陆地卫星 TM 空间分辨率高(30m),两者的结合,才更为有利。同时 AVHRR 与 TM 的多光谱数据,可以保证作物估产中的波谱分辨率要求。

另外,在遥感数据时相的选择上,还要注意选择不同作物最易识别或对产量最有意义的生长期。以华北冬小麦为例,9月中下旬播种,6月中上旬收获,其中11月中旬至12月中旬出苗期,及3月上旬至4月上旬返青—拔节—抽穗期,冬小麦与背景差异最大,最易识别;4至6月,拔节—抽穗—扬花—灌浆期(生长期的180~240天)是构成产量的关键时段。

遥感数据的预处理包括辐射纠正、大气纠正、几何纠正、空间配准、加行政界线等。

(2) 作物专题信息的提取

人们常采用植被指数法提取作物专题信息。正如上面所述,既然植被指数中包含有多种作物类别与作物长势方面的信息,如植物叶面积指数、叶绿素含量、植物覆盖度、生物量等,那么人们就可以通过植被指数来反演与作物估产模型有关的各种参数,如NDVI与作物覆盖度关系密切,可以有效地提取面积信息;RVI反映作物长势,可以提取生物量信息;PVI有效地滤去土壤背景及大气的干扰等。同时,运用多种图像增强处理技术,如主成分分析、穗帽变换、图像分类、混合像元分解等,进行作物专题信息提取方法的研究。

由于不同自然地理单元内,作物的生长条件(光照、温度、降水、土壤等)和生长状况(包括自然与人为因素)在空间上会有很大差异。为了提高遥感估产的准确性,人们常按照作物生长环境及作物产量的区域分异规律,进行影像的分区、分类,以尽量保证同一区域内作物生长环境的一致性,并在分区的基础上进行作物专题信息的提取。分区的方法很多,如基于先验知识(专题图、地形图、地面调查等)的遥感分区分类;基于GIS背景数据库的作物估产综合区划;基于多年AVHRR/NDVI年均值曲线空间差异的作物生长环境分区。为了消除因气候、地形、土壤等生长环境及植被类型的地区间差异造成的NDVI空间差异,Kogan(1990)^[45]提出了植被状态指数(VCI),Maselli等(1992)^[55]进一步提出修正的植被状态指数($VCI' = (NDVI - \overline{NDVI}) / NDVI_{sd}$,其中, \overline{NDVI} 为多年NDVI平均值, $NDVI_{sd}$ 为多年NDVI标准差)。

(3) 作物面积的自动提取

a) 遥感数据的自动分类

可利用多波段、多时相、高空间分辨率的陆地卫星TM数据,结合地面样方,选择若干个作物的训练样区,并提取训练样区的统计信息;用最大似然法对全图像进行监督分类;并对碎小图斑进行归并处理(可用“跟踪统计法”),最终生成分类图,获得作物信息与作物面积数。

遥感和GIS结合的多元复合分析技术是提取作物面积的又一有效方法。即在GIS支持下,利用GIS的辅助数据——DEM、水系、居民点、生态区(农区、非植被区)、土壤图等,参与遥感的自动分类,以提高自动分类的精度和效率。如采用“分区分层法”提取面积,对不同自然景观区(平原、丘陵、盐碱、风沙地等)分别进行分类处理,以减少“异物同谱”现象,提高作物面积提取的准确性。

b) 采用绿度分层技术自动提取作物面积

以TM图像数据为例。根据冬小麦生长发育特征,选择TM的适宜时相(11月中旬至12月中旬、3月上旬至4月上旬,小麦地与背景差异较大时段的图像),经TM数

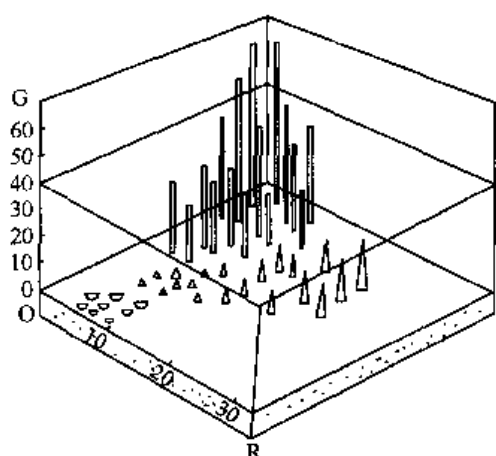


图 12.19 多维绿度图^[56]

据的几何纠正、投影变换后，构建多维绿度图，再采用模式识别技术，分层自动提取纯麦地、套种麦地等，具体步骤如下^[56]：

- 构建多维绿度图像

TM 图像经预处理后，以 TM 图像的红波段亮度值 (R)、近红外波段亮度值 (NIR) 以及差值绿度植被指数 (G)，构建多维有序空间，即多维绿度图 (见图 12.19)。各类地物由于绿度值不同，分布于多维空间的不同层次。

- 判别函数的确定与绿度分割

选择合适的判别函数，采用平面分割法，将多维绿度空间中不同地物的空间分布区分开来，则能定量地提取各种地物信息。在多维绿

度图像中，绿度轴 G 为 Z 轴，所谓分层分割技术，则相当于取不同的 G 值，即不同的平面高度。 G 为空间分类的判别函数。这里关键在于区分麦地/非麦地判别函数 G_i 的确定，用多次迭代双向逼近法来求判别阈值。由此而得的分割平面与地理空间曲面交线的垂直投影就是所要提取的小麦面积数。这样把多维空间的判别问题转化为对绿度 (判别模式) 的分段线性分割，即可通过 G 的阈值法，区分出不同层次分布的地物。绿度判别函数由多维的曲面方程，简化为线性方程，更方便、实用。

c) 利用 TM 与 NOAA 数据结合提取作物面积

作物面积自动提取以高空间分辨率的 TM 为主要信息源，通过获取一次准确的本底面积后，在保证精度的前提下，用 NOAA 数据 (周期短、成本低、易获取，但空间分辨率低) 和快视 TM 数据 (QLTM——隔 16 点采样压缩而成，空间分辨率为 480m) 作为辅助信息源，来更新面积，以保证作物估产系统的低成本、高效率运行。这种高低空间分辨率遥感信息结合，是提取与更新作物面积的有效方法。

由于这两种信息源空间尺度差异大，往往对高空间分辨率 TM 数据选用的抽样单元从单个像元扩展到像元群体，以提取 TM 采样群体中的作物 (如小麦) 面积——相当于 NOAA 的采样模块；面对低空间分辨率 NOAA 数据的作物面积推算以绿度指数为基础，绿度指数是作物长势和面积的函数，从 NOAA 数据生成绿度图，并对绿度图进行分割得绿度等级图；再建立绿度等级与 TM 群体的小麦的对应关系，得小麦绿度值。

考虑到区域土地利用结构的差异，绿度相同处可能并非耕地或植土比 (或麦土比) 不同，因而将绿度等级图与土地利用结构图复合 (在 GIS 中完成)，划分不同的土地利用结构区，以不同的土地利用结构区为框架，剔除林地、草地等非农耕地。根据 TM 图像整群抽样的作物 (如小麦) 面积与总体比例，估算各个绿度等级在不同土地利用结构区的小麦面积，从而推算全区。同时，与 TM 群体采样推算面积法对比，若差异大则需要进行“绿度提纯”工作加以修正。此法以 TM 作为 NOAA 的采样模块来取得面积与 NOAA 绿度等级对应，进行回归分析求 NOAA 各级绿度的对应麦土比，从而推算全区小麦面积。

(4) 精度评价

遥感大面积作物估产, 依赖于气象卫星 AVHRR 数据和陆地卫星 TM 数据。AVHRR 数据空间分辨率 1.1km, 一个像元对应地面 1.1km×1.1km 的面积, 相当于近 2 000 亩。如此大的像素一般表达的只能是混合像元 (即一个像元内不止一种土地覆盖类型); TM 数据空间分辨率 30m, 一个像元对应地面 30m×30m 的面积, 约 1.35 亩。我国种植制度较复杂, 地块较破碎、作物类别多样, 且作物面积变动大、随机性强。因此, 就我国国情, 即使选用 TM 数据进行作物识别和面积提取, 应该说大部分像元仍属混合像元。

为了提高估产精度必须解决混合像元分解问题。

对于混合像元的分解, 除了第 10 章所论述的线性混合光谱模型等外, 这里介绍几种用气象卫星大面积冬小麦估产中, 面积估算的混合像元分解方法。

a) 因子分析法^[57]

运用因子分析法进行混合像元的分解, 求出冬小麦在混合像元中所占的面积比。这里选用垂直植被指数 PVI, 它不仅滤去了大气和土壤背景的干扰, 较好地提取植被信息, 而且与作物估产中的关键农学参数穗数 S 、粒数 L 、千粒重 T 有密切关系。具体做法如下:

- 利用作物生长过程多时相的 AVHRR 数据, 建立图像多像元 (M)、多次观测 (N) 的 PVI 数据矩阵 $[D]$

$$[D] = \begin{bmatrix} PVI_{1,1} & PVI_{1,2} & \cdots & PVI_{1,N} \\ PVI_{2,1} & PVI_{2,2} & \cdots & PVI_{2,N} \\ \vdots & \vdots & & \vdots \\ PVI_{M,1} & PVI_{M,2} & \cdots & PVI_{M,N} \end{bmatrix} \quad (12.39)$$

式中: M 为像元数; N 为观测次数 (遥感数据时相数)。矩阵 $[D]$ 可由遥感数据获得。

- 作为混合像元, 其包含有多个不同的地类 (n), 如麦地、林地、草地、裸地等, 建立单个混合像元所包含的 n 个因子, 多次观测 (N) 的 PVI 数据矩阵 $[P]$ 。混合像元中, 每个因子 PVI 随时间的变化规律, 可通过地面实测确定。

$$[P] = \begin{bmatrix} PVI_{1,1} & \cdots & PVI_{1,N} \\ \vdots & & \vdots \\ PVI_{n,1} & \cdots & PVI_{n,N} \end{bmatrix} \quad (12.40)$$

- 建立图像各混合像元内, 各因子所占相对面积比的面积矩阵 $[A]$

$$[A] = \begin{bmatrix} a_{1,1} & a_{1,2} & \cdots & a_{1,n} \\ \vdots & \vdots & & \vdots \\ a_{M,1} & a_{M,2} & \cdots & a_{M,n} \end{bmatrix} \quad (12.41)$$

- 由以上可得 $[D] = [A] \cdot [P]$

通过矩阵的因子分解及一系列计算, 可以从已知的 $[D]$ 、 $[P]$ 中, 求得 $[A]$ 。如: 先对矩阵 $[D]$ 因子分解

$$[D] = [R] \cdot [C] = [R] \cdot [T] \cdot [T]^{-1} \cdot [C] \quad (12.42)$$

式中: $[R]$ 为 $M \cdot N$ 维行矩阵, 即相应的系数矩阵; $[C]$ 为 $M \cdot N$ 维列矩阵, 即由本征矢量构成的矩阵; $[T]$ 为转换矩阵, $[T]^{-1}$ 为 $[T]$ 求逆。

令 $[P] = [T]^{-1} \cdot [C]$, 可以求得 $[T]$

则 $[A] = [R] \cdot [T]$, 可求得 $[A]$

即求出冬小麦在混合像元中的面积百分比。

• 根据冬小麦在混合像元中所占的面积比, 推算全区或全省的冬小麦播种面积及分布状况, 并在 GIS 支持下进行多年的动态变化分析。徐希儒等 (1990)^[54] 在河南省大面积冬小麦估产中运用因子分析法, 取得好的结果。1986~1989 年的估算值与统计上报值的相关性在 93.2% 以上。

b) 绿度法

根据冬小麦在特定生育期 (拔节期后的一段时间内), 绿度值 (如 NDVI) 基本保持不变 (常数) 的特点。运用在这一特定时段内, 绿度值的差异仅与像元内冬小麦占的比例有关, 而与长势无关这一事实, 建立数块已知样地的实测麦土比与对应的 NVI 值之间的相关关系, 以及植被指数与小麦种植面积的关系, 进而推算出整体的小麦种植面积。

c) 单通道法

仅用气象卫星 AVHRR 的近红外波段反照率来计算冬小麦的种植面积。AVHRR 的混合像元中, 有麦田, 也有土壤背景。设 α 为像元内麦田面积占总面积的比值。则

$$\begin{aligned} R_{\text{混}} &= R_1 \alpha + (1 - \alpha) R_2 \\ \alpha &= (R_{\text{混}} - R_2) / (R_1 - R_2) \end{aligned} \quad (12.43)$$

式中: $R_{\text{混}}$ 、 R_1 、 R_2 分别为混合像元、纯麦田、土壤在近红外波段的反照率; $R_{\text{混}}$ 为已知的 AVHRR 数据; R_1 、 R_2 可以通过地面样点用野外地物光谱仪测得。由上式可求得 α , 便可计算出 AVHRR 影像上各像元的麦土比; 土地总面积是已知的, 则可求出冬小麦的种植面积。

2) 作物长势分析

作物长势分析是一个动态过程, 需要多时相遥感信息来反映植物生长过程的节律特点。通常利用高时间分辨率的 NOAA/AVHRR 信息对地面植被的光谱分析, 结合地面实况、作物的生物节律, 建立作物长势监测模式, 并发布苗情监测通报, 指导农业生产。

人们常以数量化的植被指数作为评价作物生长状态的定量标准。某一时刻的植被指数 (绿度) 是该时刻作物长势和面积的函数。当面积相对稳定 (即土地种植结构变化很小) 的情况下, 植被指数的变化主要与作物长势有关, 能直接建立绿度与作物长势的关系。结合地面已知样地的实测数据, 可建立起各种不同条件下, 单位面积产量与植被指数间的数量关系, 即估产模式。

通过以上的作物遥感识别、作物专题信息提取、作物长势分析, 提取了作物生长及与产量有关的参数, 则可以建立包括统计模型、半经验模型和物理模型在内的多种遥感估产模型^[58]。

(1) 统计模型

a) 建立多波段遥感数据生成的遥感参数——植被指数 VI (如 NDVI、RVI、GVI、PVI 等) 与作物单产的统计关系 (线性回归模型)。各类 VI 经数学运算, 突出了植被信息, 并可能部分消除了大气、土壤的干扰, 可与产量直接统计相关。

b) 建立遥感参数 VI 与主要农学参数 (LAI) 的关系。通过农学参数建立估产模型, 一般是以作物叶面积指数 LAI 作为中间媒介, 如前述的建立垂直植被指数 PVI 与 LAI 及与穗数-穗粒数-千粒重等农学参数之间的线性关系等。但事实上, 无论比值类植被指数 (NDVI、RVI), 还是差值类植被指数 (PVI、DVI), 或者变换的植被指数 (GI、SAVI) 均与叶面积指数 LAI, 并非简单的线性关系。

c) 建立植被指数 VI 季节变化与农学参数的关系。选用多时相的 NOAA/AVHRR 数据, 建立月、旬、年 $NDVI_{max}$ 的季节变化曲线与累积生育期的土壤温度、降水、潜在蒸发等参数之间的关系, 建立遥感图像数据与农田实测数据与作物产量统计数据之间的相关关系。

运用多年份 NDVI 估产时, 往往需要将不同生长期的绿度值校正到同一生长期, 即对不同日期的 NDVI 图像数据进行线性内插的时间订正, 以利于对比分析; 也可采用积温订正法, 将遥感数据归到同一生长期; 由于遥感作物估产需要作物生长全过程的光谱数据, 则往往需要对作物各生长期的光谱值积分^[59], 或运用作物生长全过程的旬、月、年 NDVI 平均值、平均最大值、累积值等代入作物估产遥感模型。也可通过作物长势绿度-时间模拟, 即用 NDVI 与时间两变量组成绿度曲线 (主指 NDVI 曲线) 来模拟作物生长发展的全过程。

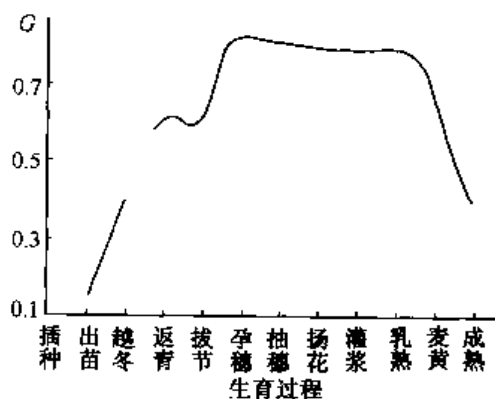


图 12.20 冬小麦不同生育期绿度变化曲线

图 12.20 为冬小麦不同生育期绿度的变化曲线。它反映了冬小麦生长的全过程。从图中可见, 冬小麦越冬后从返青期—拔节—孕穗期, 绿度值逐渐上升, 其中孕穗期绿度值升至最高; 乳熟变黄期, 绿度值陡然下降。通过作物全生育期绿度变化曲线, 可以进一步获得相应的作物生长参数, 如作物生长速率、作物枯黄率等, 进行作物长势的监测与作物估产。此外, NDVI 曲线往往与冬小麦生长环境有密切关系。这是因为绿度值不仅与作物长势有关, 还与作物生长期有关, 而作物的生长期主要是由积温控制的, 因此 NDVI 曲线的积分值与小麦生育期内积温和土壤水分均关系密切。

(2) 半经验模型

半经验模型侧重于研究作物产量与作物生理过程的关系, 即描述作物光合作用、呼吸作用、蒸腾作用等与作物干物质积累的关系。由于作物的可见光与近红外光谱的变化 (累积植被指数) 与作物冠层吸收光合有效辐射 (FAPAR) 能力有关, 而它们又与干物质生产有关, 因而可用于遥感作物估产。研究表明: 在一定条件下, 植物群体光合作用产物与遥感植被指数之间可用线性或准线性关系表示。如 Wlegaind 等 (1991) 用光谱成分分析法 (SCA), 建立植被指数累积量 ($\sum VI$)、冠层吸收的光合有效辐射累积量

($\sum \text{APAR}$) 与作物产量间的关系, 即^[60]:

$$y(\sum \text{VI}) = y(\Delta \text{DM}) \cdot \Delta \text{DM}(\sum \text{APAR}) \cdot \sum \text{APAR}(\sum \text{VI}) \quad (12.44)$$

式中: y 为作物产量; ΔDM 为作物生产的干物质量。

田国良、项月琴 (1989)^[61]通过 MSS 数据的垂直植被指数 PVI 与叶面积指数 LAI 的回归关系, 以及 LAI 轨迹与气象资料、截获的光合有效辐射的关系, 建立 PVI 与水稻总截获光合有效辐射 (PAR) 间的关系, 并考虑转换效率系数, 进行水稻遥感估产。

(3) 物理模型

以作物生长过程动力模型为例, 它是在一定理论假设条件下, 利用作物生长过程的观测资料和环境气象资料, 来模拟作物生长发育的基本生理过程——光合作用、呼吸作用、蒸腾作用、干物质转移与分配等, 最终模拟作物产量的形成和累积。因此, 它常把描述作物与环境及作物内部能量和物质交换的生态学方程组和描述作物生长过程本身的生物学方程组结合起来^[62]。其中最具代表性的有荷兰的 ELCROS 作物动态生长模拟模式, 可用以模拟作物状态变量 (LAI 各种器官的干物质量、生育阶段等) 以及在作物-土壤-大气界面的物质与能量流的时间变化行为。

遥感估产模型可以通过作物光谱信息所表达的各类植被指数及推算的叶面积指数对作物长势进行监测。它综合体现了作物肥力、水分、温度等外界生长环境条件。但是, 由于作物生长全过程是十分复杂的、多因子、多变化的, 遥感植被指数及推算的叶面积指数主要反映某个时间段的状况, 并不能反映它的全部, 特别是作物后期的生长状况。有时, 高植被指数、高叶面积指数灵敏并非高产。因此往往需要非遥感的气象因子的加入, 生成遥感-气象综合估产模型。如利用实际蒸散与潜在蒸散比作为作物缺水的气象干旱指标或直接用气象因子, 与遥感植被指数 (RVI、PVI 等) 组成综合估产模型^[63]。

在作物遥感估产中, 由于区域环境因素复杂多变, 往往需要对所建立的估产模型进行区域订正。区域订正可包括:

a) 农学参数的修正。考虑到各种农学参数均与特定时间段的温度与水肥条件有关。如穗数 S , 与冬前的水肥条件及返青—抽穗期的土壤水肥条件、积温、叶面积指数、分蘖强度等有关; 粒数 L , 与小麦抽穗—扬花期的气温、湿度、土壤水肥条件、风速等有关; 千粒重 T , 与小麦扬花—乳熟期的气温、土壤水分、日照、干热风等有关。根据各农学参数的主要影响因素, 分别加以修正, 得 S' 、 L' 、 T' 。

b) 总绿度值的校正。通过地面调查或大比例尺土地利用图扣除混合像元中非作物因素 (如树、草、菜等) 对绿度值产生的误差。设各像元的总绿度值为 $\sum M_i$, 其他植被的绿度值为 C_i

$$C_i = D_{i1} + D_{i2} + D_{i3} = \sum_{n=1}^3 D_{in} \quad (12.45)$$

n 为非作物因素的个数 ($n=3$), D_{i1} , D_{i2} , D_{i3} 分别为树、草、菜地的绿度值, 经地面样地实测获得。

则小麦平均绿度值 $A_i = (\sum M_i - C_i) / E_i$, 其中 E_i 为像元数。

c) 绿度值用积温校正。作物遥感估产需要不同生育期多时相的数据。但有时难以获得多组数据, 或区域分布上难以获得同一时段的数据, 可能一部分是这一时段的, 另

一部分是那一时段的,存在着时间差。为了消除因不同生育期而产生的绿度误差,需要将不同时间段的绿度值校正到同一生长期,以利于对比分析。作物的生长期主要受积温控制。它决定了植株的生长速度和各发育阶段的起止时间与进程,也就是说小麦全生育期的积温分配基本上是固定不变的。只有积温达到一定指标才能转入下一个生育期。因此用积温值来校正因生育期不同而造成的绿度误差。如天津冬小麦遥感估产模型^[56],经上述 b)、c) 项校正后得产量。

$$y = -1404.03 + 1.533 \frac{CH2}{CH1} \quad (12.46)$$

d) 农业管理方面的区域订正。由于生产措施、种植方式等不同,如有的早春重施肥水,苗旺,但产量并非高;有的春季施肥 2 次,后劲足,产量高等造成的区域差异需要订正。其绿度订正值 (ΔG), $\Delta G = \bar{G} - G$, 其中 \bar{G} 为几个生长时段绿度的区域平均值, G 为当前值。

我国遥感大面积作物估产,除冬小麦估产外,对南方水稻,北方春小麦、大豆、玉米、棉花等均做了不少工作。其中,南方水稻长势监测与估产较冬小麦估产难度大得多,这是因为水稻品种复杂,田块小而不规则,生长期较短(一般 100 天左右),且与其他作物生长期重叠,易于混淆。人们一方面系统研究水稻的地面光谱特征,研究遥感估产的农学机理,结合水稻生长发育和产量形成的基本规律,揭示出遥感信息与水稻产量有密切关系的农学参数之间的相关性,建立光谱参数与水稻长势、产量结构的关系模式及诊断指标,为遥感水稻监测与估产提供理论依据。另一方面在水稻面积提取方法上,结合水稻自身的特点,采用以水稻土分布为框架的分层分类法或混合像元定向分解技术等方法提取水稻信息。遥感估产精度可达 85% 以上。

参 考 文 献

- [1] Campbell James B., 1987, Introduction to Remote Sensing, Published by the Guilford Press, New York, London.
- [2] Boochs F., 1990, Shape of the Red Edge As Vitality Indicator for plants, *J. Remote Sens.*, 11(10):1741-1753.
- [3] 王长耀、牛铮、唐华俊等, 2001, 对地观测技术与精细农业, 科学出版社.
- [4] Lillesand Thomas M. & Kiefer Ralph W., 1994, Remote Sensing and Image Interpretation (3rd Ed), Published by John Wiley & Sons, Inc.
- [5] Jensen John R., 1996, Introductory Digital Image Processing: A Remote Sensing Perspective (2nd Ed), Published by Prentice-Hall, Englewood Cliffs, N.J.
- [6] Collins W., 1978, Remote Sensing of Crop type and maturity, *Photo. Engin. & Remote Sens.*, 44:43-45.
- [7] Horler D. N. H., et al., 1983, The Red Edge of Plant Leaf Reflectance, *Int. J. Remote Sens.*, 4:273-288.
- [8] 刘玉洁、杨忠东等, 2001, MODIS 遥感信息处理原理与算法, 科学出版社.
- [9] Gallo K. P. & Daughtry C. S. T., 1987, Differences in Vegetation indices for simulated Landsat-5 MSS and TM, NOAA 9 AVHRR, and SPOT-1 sensor systems, *Remote Sens. Environ.*, 23:439-452.
- [10] 陈述彭、赵英时, 1990, 遥感地学分析, 测绘出版社.
- [11] Yoshioka H., T. Miura, A.R. Huete & B.D. Ganapol, 2000, Analysis of Vegetation Isolines in Red-NIR Reflectance Space, *Remote Sensing of Environ.*, 74(2): 313-326.
- [12] 张仁华, 1996, 实验遥感模型及地面基础, 科学出版社.
- [13] Huete A. R., 1988, A Soil-adjusted vegetation index (SAVI), *Remote Sens. Environ.*, 25:295-309.
- [14] Banair A. et al., 1995, A Review of Vegetation Indices, *Remote Sens. Review*, 13:95-120.
- [15] Baret F., Guyot G. & Major D., 1989, TSAVI: a vegetation index which minimizes soil brightness effects on LAI

and APAR estimation, in 12th Canadian Symp. On Remote Sensing and IGARSS, Vancouver Canada, 10-14, July, 1989.

- [16] Broge N.H. & E. Leblanc, 2001, Comparing Prediction Power and Stability of Broadband and Hyperspectral Vegetation Indices for Estimation of Green Leaf Area Index and Canopy Chlorophyll Density, *Remote Sensing of Environ.*, 76(2): 156 – 172.
- [17] Major D. T., Baret F., & Guyot G., 1990, A ratio vegetation index adjusted for soil brightness, *Int. J. Remote Sens.*, 11:727 – 740.
- [18] Richardson A.J. & Wiegand C.L., 1977, Distinguishing Vegetation from soil background information. *Photo. Engin. & Remote Sens.*, 43(12):1541 – 1552.
- [19] Lyon J. G., et al., 1998, A Change Detection Experiment Using Vegetation Indices, *Photo. Engin. & Remote Sens.*, 64(2): 143 – 150.
- [20] Roujean J.L. & Breon F.M., 1995, Estimating PAR Absorbed by Vegetation from Bidirectional Reflectance Measurements, *Remote Sensing of Environ.*, 51:375 – 384.
- [21] Kim M.S., Daughtry C.S.T., Chappelle E.W. & McMurtrey J.E., 1994, The use of High Spectral Resolution Bands for Estimating Absorbed Photosynthetically Active Radiation (APAR), In: *Proc. ISPRS '94 Val d'Isere, France* 17-21 January 1994 (pp.299 – 306).
- [22] Ben-dor E. & Kruse F. A., 1995, Surface Mineral Mapping of Makhtesh Ramon, Negev, Israel using GER 63 Channel Scanner Data, *International Journal of Remote Sensing*, 16, 3529 – 3553.
- [23] 肖铤、寇有观, 1987, 物候与遥感解译, 遥感信息, 3: 14 – 17.
- [24] Slater P.N., Jackson R.D., 1982, Atmospheric effects on radiation reflected from soil and vegetation as measured by orbital sensors using various scanning directions, *Applied Optics*, 21:3923
- [25] H. Rahman, 2001, Influence of Atmospheric Correction on the Estimation of Biophysical Parameters of Crop Canopy Using Satellite Remote Sensing, *International Journal of Remote Sensing*, 22(7): 1245 – 1268.
- [26] Bo-Cai Gao & Rong-Rong Li, 2000, Quantitative Improvement in the Estimates of NDVI Values from Remotely Sensed Data by Correcting Thin Cirrus Scattering Effects, *Remote Sensing of Environ.*, 74(3): 494 – 502.
- [27] Chappell A., J. W. Seaquist, L. Eklundh, 2001, Improving the Estimation of Noise from NOAA AVHRR NDVI for Africa Using Geostatistics, *International Journal of Remote Sensing*, 22(6): 1067 – 1080
- [28] Kaufman Y.J., Janre D. 1992, Atmospherically resistant vegetation index (ARVI) for EOS-MODIS, *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, 30(2):261 ~ 270.
- [29] Myneni R. B. & Astrar G., 1993, Atmospheric effects and spectral vegetation indices, *Remote Sens. Environ.*, 390 – 402.
- [30] Pinty B. & Verstraete M. M., 1992, GEMI: A nonlinear index to monitor global vegetation from satelites, *Vegetation*, 101:15 – 20.
- [31] Huete A. R., Justice, C. & Liu, H., 1994, Development of Vegetation and Soil indices for MODIS-EOS, *Remote Sens. Environ.*, 49:224 – 234.
- [32] Liu H. Q. & Huete A. R., 1995, A feedback based modification of the NDVI to minimize canopy background and atmospheric noise, *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, 33:457 – 465.
- [33] Middleton E.M. 1991, Solar Zenith Angle Effects on Vegetation Indices in Tallgrass Prairie, *Remote Sens. Environ.*, 38:45 – 62.
- [34] Price, J. C., 1993, Estimating Leaf Area Index from Satellite Data, *IEEE Trans. Geosci Remote Sens.*, 31:727 – 734.
- [35] Lymburner L., Paul J. B. et al., 2000, Estimation of Canopy-Average Surface-Specific Leaf Area Using Landsat TM Data, *Photo Engin. & R. S.*, 66(2):183 – 191.
- [36] Leonard B., J. M. Chen et al., 2000, A Shortwave Infrared Modification to the Simple Ratio for LAI Retrieval in Boreal Forests-An Image and Model Analysis, *Remote Sensing of Environ.*, 71(1): 16 – 25.
- [37] Demarez V. & J.P. Gastellu-Etcheberry, 2000, A Modeling Approach for Studying Forest Chlorophyll Content,

- Remote Sensing of Environ.*, 71(1): 226 - 238.
- [38] Stella W. T. & R. r M. Hoffer, 1998, Responses of Spectral Indices to Variations in Vegetation Cover and Soil Background, *Photogrammetric Engineering & Remote Sensing*, 64(9):915 - 921.
 - [39] Anatoly Gitelson et al., 1993, Estimation of Seasonal Dynamics of Pasture and Crop Productivity in kazakhstan Using NOAA/AVHRR Data.
 - [40] Anderson G. L. et al., 1993, Evaluating Landsat Thematic Mapper Derived Vegetation Indices for Estimating Above-Ground Biomass on Semiarid Rangelands, *Remote Sens. Environ.*, 45: 165 - 175.
 - [41] Thenkabail P. S. et al., 1994, Thematic Mapper Vegetation Indices for Determining Soybean and Corn Growth Parameters, *Photo. Engin. & Remote Sens.*, 60(4):437 - 442.
 - [42] Moleele N., S. Ringrose, W. Arnberg et al., 2001, Assessment of vegetation indexes useful for browse (forage) prediction in semi-arid rangeland, *Int. J. Remote Sens.*, 22(5):741 - 756.
 - [43] Xiang Gao, Alfredo R. H., Wenge Ni & Tornoaki M., 2000, Optical-Biophysical Relationships of Vegetation Spectra without Background Contamination, *Remote Sensing of Environ.*, 74(3): 609 - 620.
 - [44] Di L. & D. C. Rundquist, Han L., 1994, Modelling Relationships between NDVI and Precipitation during Vegetative growth cycles, *Int. J. Remote Sens.*, 15(10):2121 - 2136.
 - [45] Kogan F., 1990, Remote sensing of weather impacts on vegetation in non-homogeneous areas, *Int. J. Remote Sens.*, 11:1405 - 1419.
 - [46] Smith R. C. G. & Choudhury, B. J 1990, On the correlation of Indices of vegetation and surface Temperature over south-eastern Australia, *Int. J. Remote Sens.*, 11:2113 - 2120.
 - [47] Gallo K. P. et al., 1993, The use of NOAA AVHRR data for assessment of the urban \ heat island effect, *J. Appl. Meteorol.* 32: 899 - 908.
 - [48] Shigeto K., 1994, Relation between Vegetation, Surface Temperature and Surface Composition in the Tokyo Region during Winter, *Remote Sens. Environ.*, 50:52 - 60.
 - [49] Yang L. M. et al., 1998, An Analysis of Relationships among climate Forcing and Time-Integrated NDVI of Grasslands over the U.S. Northern and Central Great Plains, *Remote Sens. Environ.*, 65:25 - 37.
 - [50] Kawashima S., 1994, Relation between Vegetation, Surface Temperature, and surface composition in the Tokyo Region during Winter, *Remote Sens. Environ.*, 50:52 - 60.
 - [51] Cihlar, J. et al., 1991, Relation between the Normalized Difference Vegetation Index and Ecological Variables, *Remote Sens. Environ.*, 35(1):279 - 298.
 - [52] 冯强, 2001, 中国干旱遥感监测系统的研究, 博士后出站论文, 中国科学院遥感应用研究所.
 - [53] 朱启疆, 1991, 应用 NOAA/AVHRR 图像进行植被研究的多时相途径, 环境遥感, N2.
 - [54] 徐希儒、朱晓红, 1990, 冬小麦遥感估产模型, 环境监测与作物估产论文集, 北京大学出版社.
 - [55] Maselli F., C. Conese et al., 1992, Use of NOAA-AVHRR data for Environmental Monitoring and Crop Forecasting in the Sahel. Preliminary Results, *Int. J. Remote sens.*, 13(14).
 - [56] 王乃斌主编, 1996, 中国小麦遥感动态监测与估产, 中国科学技术出版社.
 - [57] 徐希儒、朱晓红、张绪定, 1992, 冬小麦宏观遥感监测方法与实践, 中国遥感进展.
 - [58] 刘兆礼, 2000, 作物产量遥感预测研究, 博士学位论文, 中国科学院遥感应用研究所.
 - [59] 卢志光等, 1990, 应用遥感信息统计方法做作物产量预测, 应用数学学报, 13(2).
 - [60] Wiegand C. L. et al., 1991, Vegetation Indices in Crop Assessments, *Remote sens. Environ.*, 35:105 - 119.
 - [61] 田国良, 项月琴, 1989, 遥感估算水稻产量, 环境遥感, 4(1).
 - [62] 王世奎、程延年, 1991, 作物产量与天气气候, 科学出版社.
 - [63] Bernardo F. et al., 1990, Yield Estimation of Sugarcane Based on Agrimeterological-Spectral Models, *Remote Sens. Environ.*, 33: 183 - 192.
 - [64] 郑威、陈述彭主编, 1995, 资源遥感纲要, 中国科学技术出版社.
 - [65] 李小文、王锦地, 1995, 植被光学遥感模型与植被结构参数化, 科学出版社.
 - [66] 林培主编, 1990, 农业遥感, 北京农业大学出版社.

- [67] 田庆久、闵祥军, 1998, 植被指数研究进展, *地球科学进展*, 13(4): 327 - 333.
- [68] 徐希孺、牛铮, 1994, 对建立遥感估产模式的几点初步认识, *环境遥感*, 9(2): 100 - 105.
- [69] 张佳华、王长耀、符淙斌, 2000, CO₂ 倍增下遥感—光合作物产量响应模型的研究与应用, *遥感学报*, 4(1): 46 - 50.
- [70] Gregory P. A. & David B. L., 2000, A Biogeophysical Approach for Automated SWIR Unmixing of Soils and Vegetation, *Remote Sensing of Environ.*, 74(1): 99 - 112.
- [71] Qi J. et al., 2000, Leaf Area Index Estimates Using Remotely Sensed Data and BRDF Models in a Semiarid Region, *Remote Sensing of Environ.*, 73(1): 18 - 30.
- [72] Unganai L. S. & Kogan F. N., 1998, Drought monitoring and corn yield estimation in Southern Africa for AVHRR data, *Remote Sens. Environ.*, 63: 219 - 232.
- [73] Gilabert M. A. et al., 2000, A Mixture Modeling Approach to Estimate Vegetation Parameters for Heterogeneous Canopies in Remote Sensing, *Remote Sensing of Environ.*, 72(3): 328 - 345.
- [74] C. S. T. Daughtry, C. L. Walthall et al., 2000, Estimating Corn Leaf Chlorophyll Concentration from Leaf and Canopy Reflectance, *Remote Sensing of Environ.*, 74(2): 229 - 239.
- [75] Paul J. C., Jennifer L. D. & David L. P., 2001, Estimating the Foliar Biochemical Concentration of Leaves with Reflectance Spectrometry-Testing the Kokaly and Clark Methodologies, *Remote Sensing of Environ.*, 76(3): 349 - 359.
- [76] Gregory S. O., D. A. Roberts et al., 2001, Practical Limits on Hyperspectral Vegetation Discrimination in Arid and Semiarid Environments, *Remote Sensing of Environ.*, 77(2): 212 - 225.
- [77] Fung T. W. Siu, 2000, Environmental Quality and its Changes, an Analysis using NDVI, *Int. J. Remote Sens.*, 21(5): 1011 - 1024.
- [78] Leprieux C. et al., 2000, Monitoring Vegetation Cover Across Semi-arid Regions: Comparison of Remote Observations from Various Scales, *Int. J. Remote Sens.*, 21(2): 281 - 300.

第 13 章 水体和海洋遥感

§ 13.1 概 况

地球表面开放水体约占全球面积的 74%，其中海洋面积最大，约占 95%，约占水体体积的 97%。淡水中，有 77% 以固态形式分布在南、北极；人类可利用的主要水资源包括地下水在内的河流和湖泊等，仅占地球水体面积的 0.4%，占水体体积的 0.62%。表 13.1 显示地球开放水体各部分所占的面积和体积百分比。图 13.1 说明全球水循环过程（包括固态、液态、气态形式的水）。大气降水、降雪到达地面，部分转为地表、地下径流水，流入海洋，并蒸发返回大气；部分被植物、土壤吸收，并蒸发、蒸腾返回大气；大气层的水——凝聚为云和大气中水汽，构成全球水循环。

表 13.1 地球水体的组成

地球的水体	占水体面积 %	占水体体积 %
海 洋	94.90	97.1
河流和湖泊	0.40	0.02
地 下 水	—	0.60
固定的冰盖	4.69	2.20
地球大气层	—	0.001

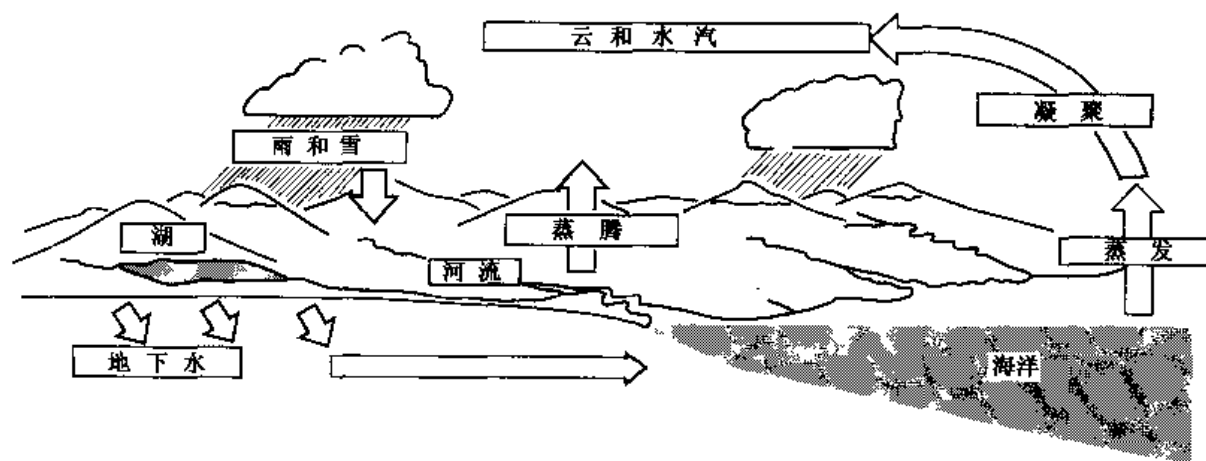


图 13.1 全球水循环过程示意^[1]

研究全球环境，不能脱离了占全球面积 71% 的海洋。海洋还是人类最大的资源宝库。它蕴藏极为丰富的矿物资源、生物、化学资源和能源，尤其在人口增长，陆上资源大量消耗的情况下，海洋将日益成为人类获得食品、能源、水源、原材料等的基地，对

海洋的开发利用已是全世界十分关注的问题。

海洋是由不断运动着的海水所组成的一个庞大的、完整的动力系统,并具有相当的深度;海洋现象具有范围广、幅度大、变化速度快,且变化具有随机性的特点。常规的海洋调查依赖于海洋调查船穿航线“稀疏”取样。定位样点测量虽然准确,但对于茫茫大海,它无论在规模、范围、频度上均是十分有限的。而遥感能提供大尺度(宏观)、动态的观测,且不受地理位置、天气和人为条件限制,特别是对海流、海浪、海风、海洋污染等大面积海洋现象更显示了它的优越性。应该说遥感是研究海洋最重要的探测手段之一,所以美国、前苏联、欧洲空间局、日本、加拿大等均先后发射了海洋卫星,我国也发射了自己的海洋卫星。

§ 13.2 水体遥感原理

13.2.1 水体光谱特征

对水体来说,水的光谱特征主要是由水本身的物质组成决定,同时又受到各种水状态的影响。在可见光波段 $0.6\mu\text{m}$ 之前,水的吸收少、反射率较低、大量透射。其中,水面反射率约 5% 左右,并随着太阳高度角的变化呈 3%~10% 不等的变化;水体可见光反射包含水表面反射、水体底部物质反射及水中悬浮物质(浮游生物或叶绿素、泥沙及其他物质)的反射 3 方面的贡献。对于清水,在蓝—绿光波段反射率 4%~5%, $0.6\mu\text{m}$ 以下的红光部分反射率降到 2%~3%,在近红外、短波红外部分几乎吸收全部的入射能量,因此水体在这两个波段的反射能量很小。这一特征与植被和土壤光谱形成十分明显的差异,因而在红外波段识别水体是较容易的^[2]。图 13.2 反映了水的光谱递减规律,由于水在红外波段(NIR、SWIR)的强吸收,水体的光学特征集中表现在可见光在水体中的辐射传输过程。它包括界面的反射、折射、吸收、水中悬浮物质的多次散射(体散射特征)等。而这些过程及水体“最终”表现出的光谱特征又是由以下因素决定的。包括水面的入射辐射、水的光学性质、表面粗糙度、日照角度与观测角度、气-水界面的相对折射率以及在某些情况下还涉及水底反射光等。

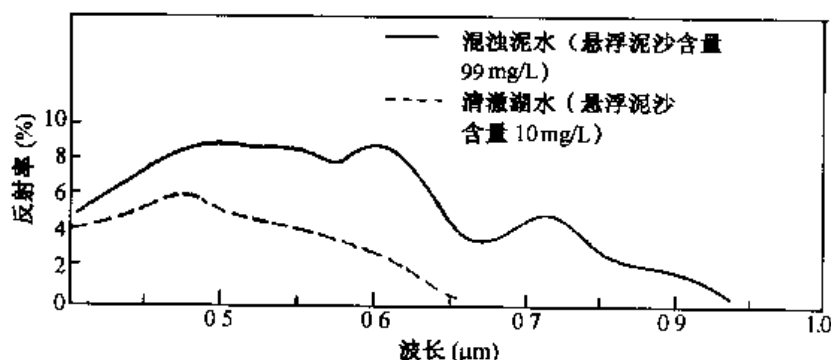


图 13.2 水的反射光谱特征^[3]

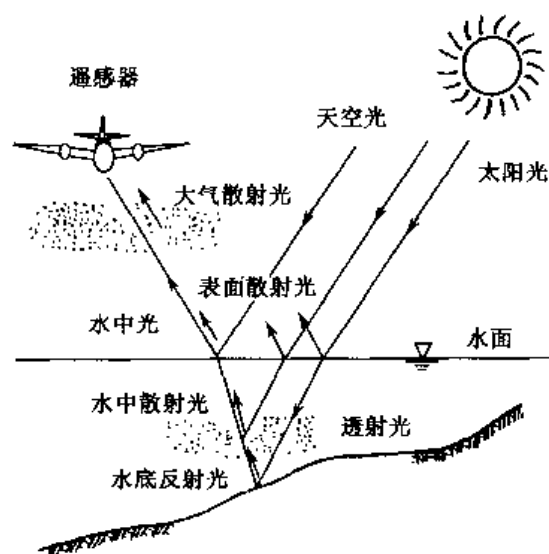


图 13.3 电磁波与水体的相互作用

图 13.3 反映了电磁波与水体相互作用的辐射传输过程。从图中可见，到达水面的入射光 L ——包括太阳直射光和天空散射光（天空光），其中约 3.5% 被水面直接反射返回大气，形成水面散射光 L_s 。这种水面反射辐射带有少量水体本身的信息，它的强度与水面性质有关，如表面粗糙度、水面浮游生物、水面冰层、泡沫带等；其余的光经折射、透射进入水中，大部分被水分子所吸收和散射，以及被水中悬浮物质、浮游生物等所散射、反射、衍射形成水中散射光，它的强度与水的混浊度相关，即与悬浮粒子的浓度和大小有关（随粒径相对于光辐射波长的大小，可以产生瑞利和米氏不同的散射），水体混浊度愈大，水下散射光愈强，两者呈正相关；衰减后的水中散射光部分到达水体底部（固体物质）形成底部反射光，它的强度与水深呈负相关，且随着水体混浊度的增大，而减小。水中散射光的向上部分及浅海条件下的底部反射光共同组成水中光或称离水反射辐射。水中光 L_w 、水面反射光 L_s 、天空散射光 L_p 共同被空中探测器所接收。 $L = L_s + L_w + L_p$ 。（它们是波长、高度、入射角、观测角的函数）。其中前两部分包含有水的信息，因而可以通过高空遥感手段探测水中光和水面反射光，以获得水色、水温、水面形态等信息，并由此推测有关浮游生物、混浊水、污水等的质量和数量以及水面风、浪等有关信息。

应该说明的是：① 上述的水体的散射与反射主要出现在一定深度的水体中，称之为“体散射”。水体的光谱特性（即水色）主要表现为体散射而非表面反射。所以与陆地特征不同，水体的光谱性质主要是通过透射率，而不仅是通过表面特征确定的，它包含了一定深度水体的信息，且这个深度及反映的光谱特性是随时空而变化的。水色（即水体的光谱特性）主要决定于水体中浮游生物含量（叶绿素浓度）、悬浮泥沙含量（混浊度大小）、营养盐含量（黄色物质、溶解有机物质、盐度指标）以及其他污染物、底部形态（水下地形）、水深等因素。大量研究表明，叶绿素、悬浮泥沙等主要水色要素的垂直分布并非均匀的（见图 13.4）。水体中的水分子和细小悬浮质（粒径远小于波长）造成大部分短波光的瑞利散射（散射系数与波长的 4 次方呈反比，波长越短，散射

越强), 因此较清的水或深水体呈蓝或蓝绿色 (清水光的最大透射率出现在 $0.45 \sim 0.55\mu\text{m}$, 其峰值波长约 $0.48\mu\text{m}$)。② 离开水面的辐射部分 (即水中光经折射出水面的部分), 除了水中散射光的向上部分外, 还应包含在日光激励下水中叶绿素经光合作用所发出的荧光。③ 水面入射光谱中, 仅有可见光 ($0.4 \sim 0.76\mu\text{m}$) 才透射入水, 其他波段的入射光或被大气吸收或被水体表层吸收, 如图 13.5 所示。该图中还显示蓝光 ($0.4 \sim 0.5\mu\text{m}$) 水的透射性最好, 对于清洁水可达几十米。入水的透射光, 对水分子和溶解性物质微粒产生瑞利散射, 其峰值位于蓝波段; 对较大悬浮物质颗粒产生米氏散射, 其峰值位于黄橙波段; 由于水中物质分子吸收光后再发射面引起的拉曼发射, 其峰值位于橙红波段; 由于海底 (浅海) 反射, 其峰值位于蓝绿波段。

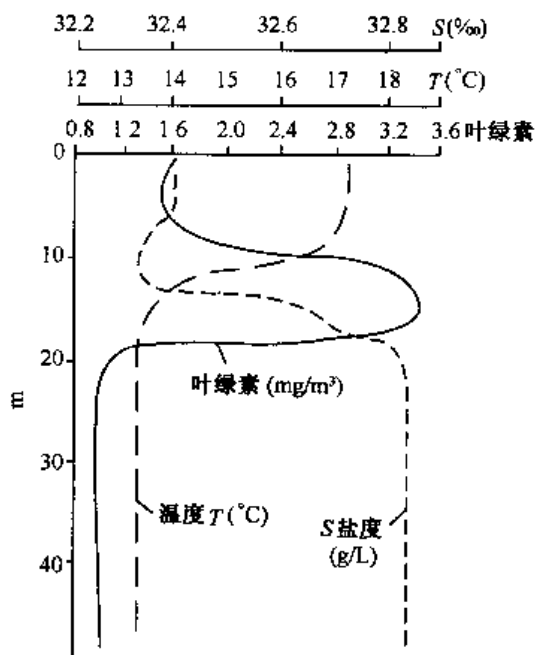


图 13.4 长江口外叶绿素 a、温度和盐度垂直分布^[4]

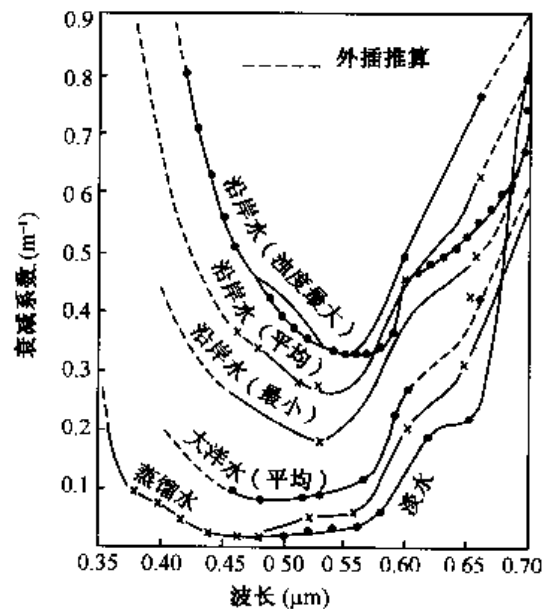


图 13.5 水的光谱衰减特性

以下我们对水体光谱特征与叶绿素、悬浮泥沙、水深、水温的关系, 分别加以说明。

1. 水体光谱特征与水中叶绿素含量的关系

水中叶绿素浓度是浮游生物分布的指标, 是衡量水体初级生产力 (水生植物的生物量) 和富营养化作用的最基本的指标。它与水体光谱响应间关系的研究是十分重要的。当然, 这种指示作用的有效性还与浮游植物光合作用的环境因素 (如营养盐、温度、透明度等) 以及叶绿素含量变化的制约条件有关^[5]。

一般说来, 随着叶绿素含量的不同, 在 $0.43 \sim 0.70\mu\text{m}$ 光谱段会有选择地出现较明显的差异。图 13.6 显示不同叶绿素含量水面光谱曲线。从图中可见, 在波长 $0.44\mu\text{m}$ 处有个吸收峰。 $0.4 \sim 0.48\mu\text{m}$ (蓝光) 反射辐射随叶绿素浓度加大而降低; 在波长 $0.52\mu\text{m}$ 处出现“节点”, 即该处的辐射值不随叶绿素含量而变化; 在波长 $0.55\mu\text{m}$ 处出

现反射辐射峰，并随着叶绿素含量增加，反射辐射上升；在波长 $0.685\mu\text{m}$ 附近有明显的荧光峰（图 13.7）。这是由于浮游植物分子吸收光后，再发射引起的拉曼效应——即进行水分子破裂和氧分子生成的光合作用，激发出的能量荧光化的结果。从图中可知，以上的波峰一波谷带宽较窄，为获取这些有指示意义的信息，需要选择的波段间隔不宜宽，最好小于或等于 $\pm 5\text{nm}$ 。

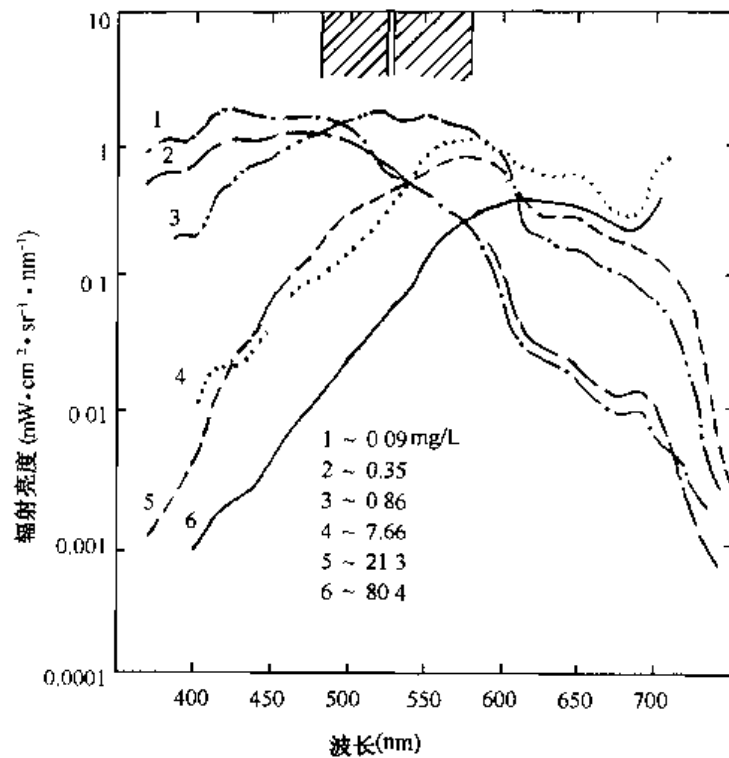


图 13.6 不同叶绿素含量水面光谱曲线

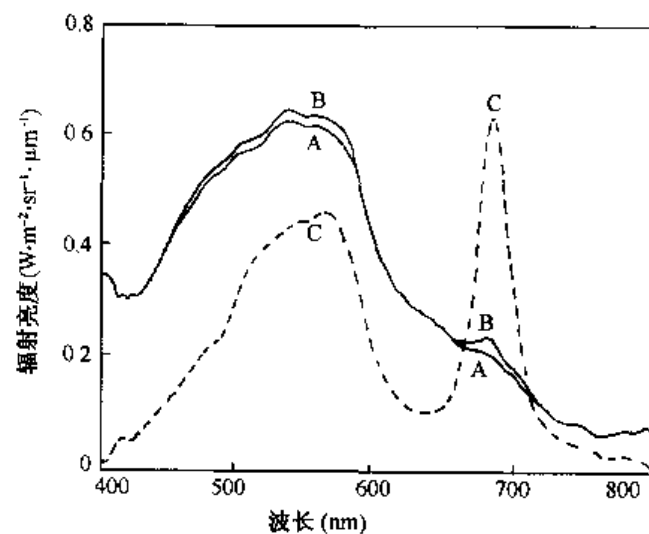


图 13.7 不同叶绿素含量水面光谱荧光峰

图 13.8 反映航空遥感所测的不同叶绿素浓度的海水的光谱响应差异。从图中可见，

当叶绿素浓度增加时,可见光的蓝光部分的光谱反射率明显下降,但绿光部分的反射率则上升。

应该说明的是,研究表明随着海水中悬浮物质浓度的增加,在 $0.52\mu\text{m}$ 附近的叶绿素光谱“节点”会向长波方向移动。国外有关研究认为,当海水中悬浮物质浓度为 0.1mg/L 时,节点移至 $0.57\mu\text{m}$;当海水中悬浮物质浓度达 0.5mg/L 时,节点可移到 $0.69\mu\text{m}$ 。因此,在含较高悬浮物质的沿岸水,由于叶绿素光谱“节点”向长波方向漂移,随水中叶绿素浓度的增加,TM4 ($0.76\sim 0.90\mu\text{m}$) 的光谱值增高。可见,近红外波段(TM4)也可作为提取沿岸流叶绿素浓度的重要信息源。

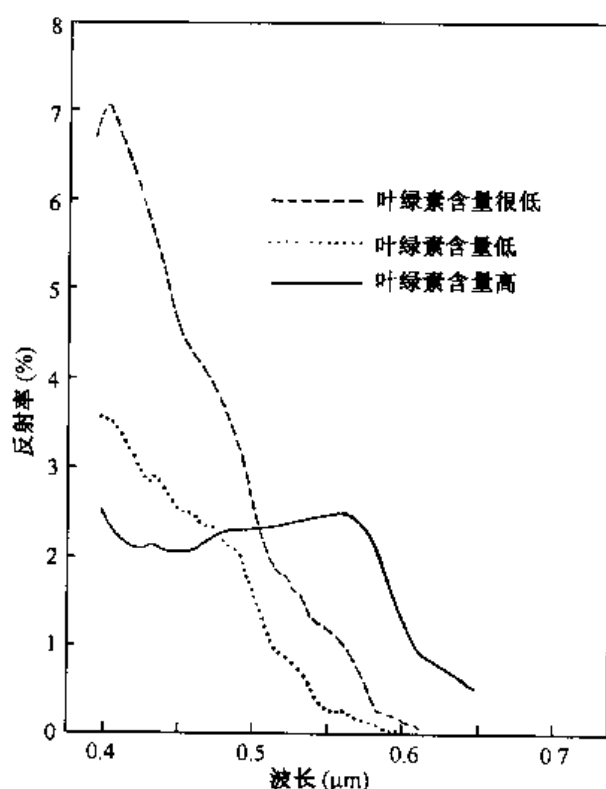


图 13.8 航空遥感所测的海水的光谱响应^[3]

利用叶绿素浓度与光谱响应间的这些明显特征,人们采用不同波段比值法或比值回归法等,以扩大叶绿素吸收($0.44\mu\text{m}$ 附近蓝光波段)与叶绿素反射峰($0.55\mu\text{m}$ 附近的绿光波段)或荧光峰($0.685\mu\text{m}$ 附近的红光波段)间的差异,提取叶绿素浓度信息,以指示并遥感监测水体(海洋)的初级生产力水平。以 Landsat/TM 为例,选用 TM1 ($0.45\sim 0.52\mu\text{m}$) 和 TM2 ($0.52\sim 0.60\mu\text{m}$)、TM3 ($0.63\sim 0.69\mu\text{m}$) 波段数据,或直接比值法, TM3/TM1 , TM2/TM1 ; 或建立比值回归方程。

$$C = b(\text{TM3/TM1}) + a \quad (13.1)$$

式中: C 为叶绿素(CHL-a)相对浓度; a 、 b 为相关系数,可通过同步(准同步)观测求得,即由实测数据与遥感数据统计相关分析所得。使具有相同性质的噪声和干扰得到消除或部分抑制。比值法可以消除因太阳高度角、观测角不同而造成的误差,还可以部分抵消大气效应。但它更适于悬浮物质稀少的大洋水。

研究测试表明,水体叶绿素浓度与水面温度间存在线性相关:

$$C = a_0 + a_1 t \quad (13.2)$$

式中： C 为叶绿素浓度 (mg/m^3)； t 为水面温度 ($^{\circ}\text{C}$)； a_0 、 a_1 为回归系数。

对于遥感估算水体叶绿素浓度，国内外学者做了大量的研究，建立了不少遥感数据与不同叶绿素浓度的水体光谱间的数学模型。但因水中叶绿素的光谱信号相对较弱，加上水中悬浮泥沙含量的影响，因而目前遥感估算水中叶绿素含量的精度不高、平均相对误差约 20%~30%。

为了有效地研究海洋水色的初级生产力——叶绿素浓度，海洋遥感卫星携带了专门研究海洋水色的高光谱分辨率仪器——海岸带水色扫描仪 (CZCS) 等。选取更为合适的中心波长，且波段间隔很窄 (20nm 左右)；高光谱或荧光水色扫描仪 (0.43~0.80 μm 内共 288 个波段，波段间隔高达 2.5nm)，可以获得单个像元近似连续的光谱曲线，使观测精度大大提高。

2. 水体光谱特征与悬浮泥沙含量的关系

由于自然因素和人类活动造成水土流失、河流侵蚀等，河流带走了大量泥沙入湖、入海，是水中悬浮泥沙物质的主要来源。这些泥沙物质进入水体，引起水体的光谱特性的变化。水体反射率与水体混浊度之间存在着密切的相关关系。随着水中悬浮泥沙浓度的增加，即水的混浊度的增加，水体在整个可见光谱段的反射亮度增加，水体由暗变得越来越亮，同时反射峰值波长向长波方向移动，即从蓝 (B) → 绿 (G) → 更长波段 (0.5 μm 以上) 移动，而且反射峰值本身形态变得更宽。

如图 13.2 所示，自然环境下测量的清水 (清澈湖水，悬浮泥沙含量 10 mg/L) 和浊水 (混浊泥水，悬浮泥沙含量达 99 mg/L) 的反射光谱响应曲线有着明显的差异，浊水的反射率比清水高得多，且与清水相比浊水的反射峰值都出现在更长的波段。正因为水色与泥沙含量关系密切，水色成为泥沙含量的较精确的一种指标。水色随混浊度的增加，由蓝色—绿色—黄色，当水中泥沙含量近于饱和时，水色也接近于泥沙本身的光谱。

图 13.9 为长春遥感试验对 7 种不同悬浮泥沙浓度的水库进行反射率测定，所得的水体反射光谱曲线与泥沙浓度的关系。图中所示，随着水中悬浮泥沙浓度的增加及泥沙粒径的增大，水体的反射率增大，反射峰值向长波方向移动，但由于受到 0.93 μm 、1.13 μm 红外强吸收的影响，反射峰值移到 0.8 μm 终止 (可能有系统误差)。

一般说来，对可见光遥感而言，波长 0.43~0.65 μm ，为测量水中叶绿素含量的最佳波段；0.58~0.68 μm 对不同泥沙浓度出现辐射峰值，即对水中泥沙反映最敏感，是遥感监测水体混浊度的最佳波段，被 NOAA，风云气象卫星及海洋卫星选择。因此调查水色，多选用 0.45~0.65 μm 波段。

当然泥沙含量的多寡具有多波段响应的特性。因而水中悬浮泥沙含量信息的提取，

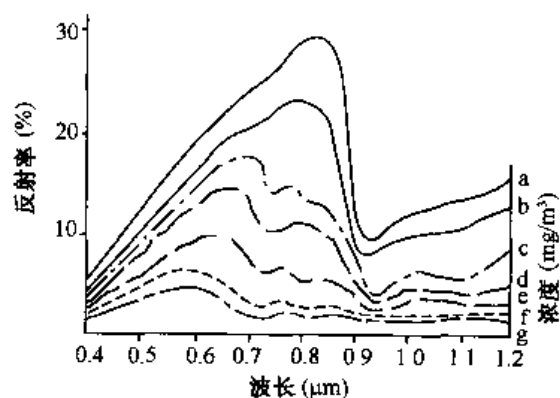


图 13.9 水库中不同泥沙浓度水体的反射率

除用可见光红波段数据外还多用近红外波段数据(与红波段数据正相反,其光谱反射率较低,且受水体悬浮泥沙含量的影响不大),利用两波段的明显差异,选用不同组合可以更好地表现出海水中悬浮泥沙分布的相对等级。

水中悬浮泥沙信息提取

从理论上讲,水体的光谱特性,包含了水中向上的散射光(水中光),它是透射的入水光与水中悬浮物质相互作用的结果,与水中的悬浮泥沙含量直接相关。因而,水体的反射辐射与水中悬浮物质含量之间存在着密切的关系。如何运用遥感获取的水体光谱数据提取出悬浮泥沙的专题信息,许多国内外学者对之进行了长期的研究,分别建立起不同的理论或半经验模型,来定量表达悬浮泥沙含量与遥感数据间的关系,反演悬浮泥沙含量,大致可分为以统计相关分析为基础的半经验模型和以灰色系统理论为基础的模型。

1) 基于统计分析的半经验模型

即通过遥感数据与同步实测样点数据间的统计相关分析,确定两者间的相关系数,建立相关模型,如:

(1) 线性关系式 $L = A + BS$, 此式为有限线性区间内的近似表达式,即 L 随着 S 的增加而增加,其关系简单,误差较大。

(2) 对数关系式 $L = A + B \log S$ 或 $S = A + B \log L$, 此式在悬浮泥沙浓度不高时,精度较高;而对高浓度水域误差较大。

(3) Gordon 关系式^[6] $R = C + S / (A + BS)$ 或 $1 / (R - C) = B + A / S$ (13.3)
此式根据准单散射近似公式得到。

(4) 负指数关系式^[7]

$$R = A + B(1 - e^{-DS}) \text{ 或 } \ln(D - L) = A + BS \quad (13.4)$$

上述式中: R 为反射率; L 为亮度值(可以是单波段值、多波段值或各波段的比值); S 为悬浮泥沙含量; A 、 B 、 C 、 D 为系数。

(5) 统一关系式,即 Gordon 关系式和负指数关系式的综合,并可简化得其他各式。

$$L = \text{Gordon}(S) \cdot \text{Index}(S) = A + B[S / (G + S)] + C[S / (G + S)]e^{-DS} \quad (13.5)$$

式中: A 、 B 、 C 为相关式的待定系数,即由遥感数据与实测数据经统计回归分析所得; G 、 D 为待定参数。在具体应用中,往往先暂固定 D 值,寻找 G 值,使相关系数最高;然后固定 G 值,寻找 D 值,使相关系数最高;一旦确定了最佳 G 、 D 参数,则待定系数 A 、 B 、 C 也就同时被确定。实验证明^[8],该模式效果最好。

由于单波段遥感数据的局限性,人们常利用不同波段对泥沙水体光谱响应特征的差异,提取反映水体泥沙含量的不同遥感指数,如由可见光与近红外波段数据组成的归一化泥沙指数^[9]等,以提高遥感反演的精度。但是,此类利用遥感数据与少量同步实测数据的相关性而建立的模型,缺乏普适性。此外,对遥感数据的大气干扰消除的程度也直接影响到最终的反演精度。

2) 基于灰色系统理论的模型

以上基于统计相关分析的模型,要求样本数据量大,且数据分布典型。要满足此条

件, 对于浩瀚、多变的大海中海洋调查船的取样, 尤为困难, 而若样本数量不足或分布不典型, 则难以从中寻找出统计规律, 或引起较大误差, 往往会因增加或减少一、两个样点而引起相关系数出现较大的变化幅度。显然, 这种不稳定的相关系数用于外推, 误差一定不小。

地学现象与规律往往是多因子的综合效果。这些多因素往往交织在一起, 难以分离, 且部分变量或信息是已知的, 部分是未知的。这本身具有灰色系统的特点。为了避免统计分析的不足, 可以运用灰色系统理论中的灰色数学方法—关联度分析方法, 通过少量已知样本外推求取误差较小的估算效果。所谓“关联度分析”是对事态变化趋势的量化分析, 其实质是对曲线间几何形状贴近程度的分析比较。即①对各因素作无量纲化处理, 即标准化处理, 如初始化、均值化等, 以排除遥感数据 $[x(i)]$ 与各种实测数据 $[y(i)]$ 间量纲不同引起的干扰, 使之成为可比较的无量纲数列; ②对各因素(子因素 x 与基准母因素 y)序列数据作累加处理产生平滑效果的新线性序列, 方可使线性化遥感数据与线性分布的实测数据进行关联分析; ③把样点值作为母因素(基准因素)、遥感数据作为子因素, 分析两者间的关联度。关联度(r)由关联函数值求平均决定, 而序列的关联函数值—斜关联函数 $[\xi_j(i_t)]$, 由计算各序列与基准序列的斜率变化关系求得

$$r = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N \xi_j(i_t) \quad (13.6)$$

式中: i 为实测样品变量; j 为不同遥感数据; t 为样品序号; r 值越大, 说明遥感数据与实测数据间关系越密切, 即遥感数据或由遥感数据计算的含沙量曲线与实测的含沙量曲线间的几何形状越贴近; ④确定关联变换系数后, 以此为依据进行遥感图像数据(悬浮泥沙含量)的外推计算处理。

以上灰色数学方法与统计分析方法相比, 后者反映的是一个平均水平; 而前者反映的是序列间的分布误差水平及平均水平, 其反映的规律性更明显, 结果稳定。此方法较好地应用于海水悬浮泥沙及叶绿素浓度、水深等海洋专题信息提取^[10]。

3. 水体光谱特征与水深的关系

水深指水的穿深能力, 即水体的透光性能。它是由衰减长度来衡量的。衰减长度是表示水中能见度的一个量度单位, 一个衰减长度被定义为向下辐照度等于表面辐照度的 $1/e$ (或 37%) 的长度。水体本身的光谱特性是与水深相关的。图 13.10 显示清澈水体, 随水深的增加 ($0 \sim 0.2 \sim 2 \sim 20\text{m}$), 其光谱特征的变化, 即阳光透入清水的光谱特征, 近水面的曲线形态近似于太阳辐射, 但随着水深的增大, 水体对光谱组成的影响增大。在水深 20m 处, 由于水体对红外波段光的有效吸收, 近红外波段的能量已几乎不存在, 仅保留了蓝、绿波段能量。所以蓝绿波段对研究水深和水底特征是有效的。

光对水的穿深能力, 除了受波长的影响外, 还受到水体混浊度的影响。图 13.11 显示不同混浊度水体的不同光谱衰减特征。从图中可见, 随着水中悬浮物质含量(混浊度)的增加, 反射率明显增强, 透射率明显下降, 衰减系数增大, 光对水的穿深能力减弱, 最大透射波长(即最大穿透深度的波长)向长波方向移动。

对于清水, 光的最大透射波长为 $0.45 \sim 0.55\mu\text{m}$, 其峰值波长约 $0.48\mu\text{m}$, 位于蓝绿波长区。水体在此波段, 散射最弱, 衰减系数最小、穿深能力(即透明度)最强, 记

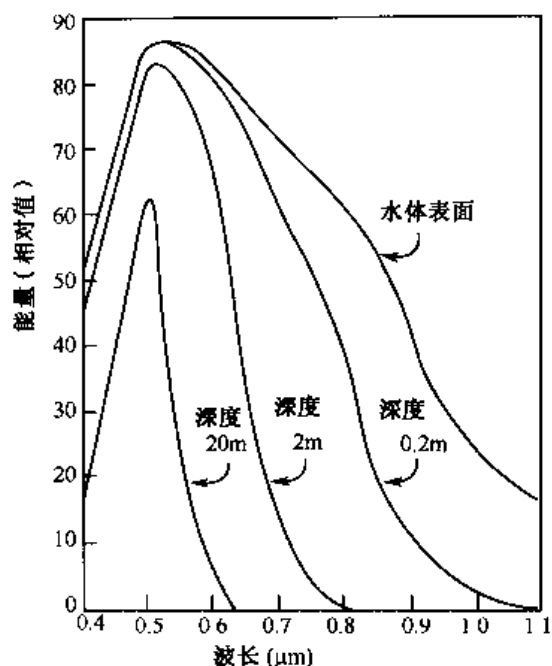


图 13.10 清水不同深度的光谱特征^[1]

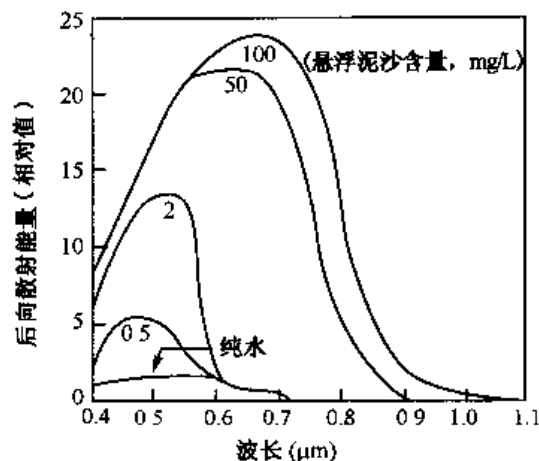


图 13.11 浊水不同深度的光谱特征^[1]

录水体底部特征的可能性最大；在红光区，由于水的吸收作用较大，透射相应减小，仅能探测水体浅部特征；在近红外区，由于水的强吸收作用，仅能反映水陆差异。正因为不同波长的光对水体的透射作用和穿深能力不同，所以水体不同波段的光谱信息中，实际上反映了不同厚度水体的信息特征，包涵了“水深”的概念。比如，一般蓝绿波段（如 MSS4、或 TM1、TM2）穿透深度约 10~20m，则水体对应的像元可能反映了约 10~20m 厚度水体的综合光谱特性（清水则可能穿深 30m）；而红波段（如 MSS5 或 TM3）穿透深度约 2m，则可能反映了约 2m 厚度水体的综合光谱信息。正如前述，水体的光谱特性主要是通过体散射，而不是表面反射测定的，这与陆地截然不同。

实际上影响遥感入水深度的因素很多。除了波长、水体混浊度外，还与水面太阳辐照度 $E(\lambda)$ ——是太阳天顶角 θ 、太阳方位角 ϕ 的函数，水体的衰减系数 $\alpha(\lambda)$ 、水体底质的反射率 $\rho(\lambda)$ 、海况、大气效应等有关。

Polcyn 和 Fabian 曾提出海面的离水反射辐射 L_w 与水深 Z 的关系式^[11]：

$$L_w(\lambda) = E(\lambda)/\pi \times \rho(\lambda)/n^2 \times \exp[-\alpha(\lambda)(\sec\phi + \sec\theta)Z] \quad (13.7)$$

式中： n 为底质的折射系数。

其中衰减系数 $\alpha(\lambda)$ 是吸收系数与散射系数之和，它与水中的可溶性有机质及悬浮物有关，面水体中悬浮泥沙的垂直、水平分布，又受到地球重力场、风场、海流、潮汐等的影响。同一水区水体底质不同，其反射率 $\rho(\lambda)$ 不同，遥感器所接收到的信号大小及信噪比也不同。如试验表明，当 $\alpha = 0.05\text{m}^{-1}$ 的清晰海水中，底质为砂质 ($\rho = 26\%$) 或底质为泥沙质 ($\rho = 20\%$)，对于相同的遥感图像数据，前者的最大入水深度明显大于后者。

但实验证明^[5]，遥感图像数据所能显示的水深信息、入水深度，要比理论推算得大，而且与水深实际测量值的相关程度往往随泥沙含量增加而增大。这说明水中泥沙虽减少了太阳光的入水深度，但同时又从水动力作用关系上，通过水下地形与悬浮泥沙的

分布运动, 来传递部分水深信息。这在河口附近的浅海区尤为明显。

上述的“衰减系数”指随着深度增加, 光变得暗淡的速率, 有时又用透射率或透明度来表示或度量。“透明度”表征随深度增加, 漫散光沿垂直方向的衰减量。传统测量方法则用直径 30cm 的白色圆板垂直沉入水中所能看到的最大深度。透明度 z_m 与表层水的线性衰减系数 α 的关系, 在许多海区可表示为^[5]

$$\alpha = l/e = (2.7 - 3.5)/z_m \quad (13.8)$$

式中: l 为衰减长度, 即水中能见度的度量, 单位为米。衰减系数、透射率、透明度均可以表征水体的能见度。

此外, 水体的光谱特性还与水面粗糙度有关。图 13.12 显示在可见光-近红外范围内, 平静水面与波浪引起的粗糙水面的光谱特性。平静光滑的水面仅有体反射辐射部分的能量进入遥感器, 而粗糙波浪水面有表面反射和体反射两部分能量进入遥感器, 因此后者比前者亮度更高。

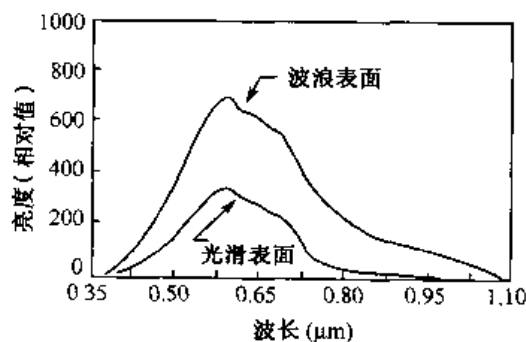


图 13.12 不同水面粗糙度的光谱特性^[17]

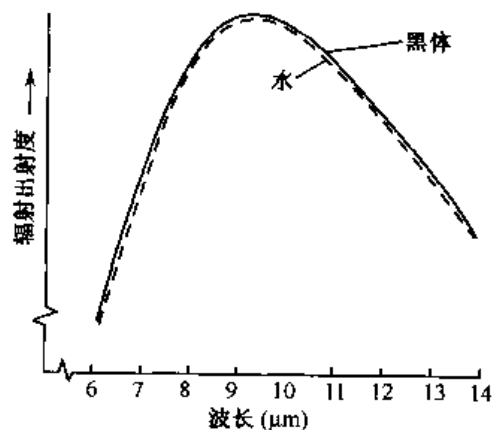


图 13.13 水体与黑体辐射特征^[12]
(6~14μm)

4. 水体热特征与水温的关系

遥感器所探测的热红外辐射强度面得到的水体温度是水体的亮度温度 (辐射温度), 本应考虑水的比辐射率, 方可得到水体的真实温度 (物理温度)。但在实际观测中由于水的比辐射率接近于 1 (近似黑体), 在波长 6~14μm 段尤为如此。(图 13.13), 因此往往用所测的亮度温度表示水体温度。

另外, 由于水体热容量大、热惯量大、昼夜温差小, 且水体内部以热对流方式传输热量, 所以水体表面温度较为均一, 空间变化小; 但是大气效应, 特别是大气中水汽含量, 对水温测算精度影响较大, 因此, 遥感估算水温时, 必须进行大气纠正。水面遥感测温及水面大气纠正均比陆地表面的简单和成熟。(遥感温度反演请参看第 4 章有关内容)。

尽管, 由于水体 (这里主指海洋) 中叶绿素、混浊度、表面形态、表面热特征不一, 使水体具有不同的光谱特征; 尽管不同波谱段对水体有不同穿透能力, 同一谱段对不同类型水体有不同穿透能力等, 造成水体光谱特征的差异。但是, 水体整体反射率低

($<10\%$), 相互之间的光谱差异小, 与陆地上地物光谱特征间差异相比要小得多, 因而所得的海洋遥感图像反差很低, 可以获得的信息是十分有限的。再加上, 海洋信息的获取还受到多变的海洋环境的干扰, 如太阳入射角、观察高度、海-气条件 (云层、海冰、海浪、传播方向等)、底质条件、水深以及水体本身不同的生物、化学、物理因素等。因此, 对水体遥感尤其是海洋遥感来说, 光学遥感 (主要是可见光遥感) 显然是不够的, 除了采用可见光, 红外波段以外, 必须开辟新的电磁波谱段——微波等。

13.2.2 水体的微波辐射特征

这里的水体主要指海洋, 海洋的微波辐射取决于 2 个主要因素: 一是海面及一定深度的复介电常数 (ϵ)。它反映海水的电学性质, 由表层物质组成及温度所决定。海水是由各种盐类、有机质、悬浮粒等组成的复杂水体。从微波辐射角度, 海水可视为含 NaCl 等盐类的导电溶液。海水的介电常数 ϵ 是海水温度、盐度的函数。因而海洋微波遥感可以测得海面及水面下一定深度的温度和含盐度等信息。二是海面粗糙度——海面至一定深度内的几何形状结构。从这一角度可将海面分为 4 类:

(1) 平静海面: 海面无风或风速很小, 可用物理光学理论处理, 当水面粗糙度较微波波长小得多时, 可视为平坦表面, 以镜面反射为主。

(2) 风浪海面: 海面有波浪而成为一个随机起伏的粗糙面。此时电磁波在界面上产生复杂多变的多次反散和散射, 散射回波增强。同时, 大风浪海面往往伴有泡沫带 (含大量气泡和水滴)。它的特征除与辐射亮度温度有关外, 还与海浪谱、海面风速等有关。

(3) 污染海面: 一般指油污染等形成两层介质, 引起亮度温度的显著差异。油膜使海面趋于平滑, 减弱回波强度, 面呈黑色。

(4) 冻结海面: 海面有海冰、冰山等, 由于冰雪的介电常数较水体小, 引起亮度温度的明显差异。

§ 13.3 海洋卫星及遥感器

针对上述的水体波谱特性及海洋的特点, 海洋遥感需要有自己独特的研究手段和遥感器, 归纳起来海洋遥感有以下特点:

(1) 大尺度、同步覆盖。由于海洋现象范围大、幅度大、变速快, 因而海洋遥感需航天高平台的宏观、同步观察。

(2) 在海洋光学遥感中, 海洋向上反射的能量仅是陆地的 $0.1\sim0.05$ 倍, 且动态范围很小。海洋的光谱特征差异小, 并受干扰因素大, 因此要获得海洋环境的光学信息, 其光学遥感器必须具有较窄的光谱谱段 (带宽), 以捕捉有指示意义特征谱段; 较大的瞬时视场角 (IFOV), 以保证有足够的接收能量, 因而其空间分辨率较低。如海洋带水色扫描仪 (CZCS) 的可见光波段中, 光谱带宽 20nm , 瞬时视场角 0.05° 、相应的空间分辨率为 800m 。

(3) 在卫星遥感中, 由于水体向上的反射辐射能太低, 卫星探测器所接收的辐射能量中 85% 来自大气的干扰 (大气程辐射远大于离水反射辐射), 因此对水体 (海洋) 遥

感而言, 排除大气的干扰尤为重要。

(4) 海洋微波遥感, 一方面, 海洋光谱特征差异小, 且大气干扰大, 使海洋光学遥感受到很大限制, 需要具有穿云破雾能力的微波, 以获取全天时、全天候的海洋信息; 另方面海洋光学遥感对于海面形态等海况研究, 已显得无能为力, 需要能提供大量海温、海水含盐度、海面形态结构等信息的海洋微波遥感。

(5) 海洋有一定深度。但微波与可见光一样, 在水中急速衰减, 微波穿透海水的深度也仅有厘米的量级, 这显然是不够的, 必须开拓新的探测途径。激光可使遥测水深有了扩大; 而声波在水中传播性能好 (约 1 500m/s), 可以克服遥感在深度上的局限。声纳用于探测海底。目前能测的最大范围距船 22km (侧视)、分辨率约 7m。我国自制的海底剖面仪、侧向扫描声纳最大作用深度 50m, 均为回声信号自记, 可为研究水下地貌、沉积类型、结构等为水利施工提供可靠依据。

(6) 海洋遥感需要海洋调查船、海洋浮标、海洋潜水器等海洋实测资料的支持, 以作为海洋遥感探测器标定的依据。

13.3.1 海洋卫星系列

1978 年 6 月美国发射了第一颗海洋卫星 Seasat, 开创了海洋卫星遥感的新纪元。随后二十多年, 许多国家陆续研制和发射了 20 余颗海洋卫星。大致可分为专题目的明确的海洋水色卫星、海洋地形卫星, 以及海、陆、空多目标的海洋环境卫星。随着一系列国际或全球海洋计划的实施, 除了部分已发射的海洋卫星尚有后续计划外, 还将有多颗海洋卫星及海洋探测器计划发射。

我国第一颗海洋探测卫星“海洋一号”卫星 (HY-1) 与“风云-1D”气象卫星, 于 2002 年 5 月 15 日同时发射送入太空。“海洋一号”卫星载有一台 10 波段海洋水色扫描仪和一台 4 波段 CCD 成像仪 (表 13.2)。以可见光、红外探测水色、水温为主, 为海洋环境监测、海洋生物资源合理开发利用、海岸带资源调查与开发、海洋科学研究等提供基础数据和科学依据。

表 13.2 HY-1 卫星遥感器的波段与应用领域

COCTS 海洋水色扫描仪		CCD 成像仪	
波段 (μm)	主要应用领域	波段 (μm)	主要应用领域
0.402~0.422	黄色物质、水体污染	0.42~0.50	污染、植被、水色、冰、水下地形
0.433~0.453	叶绿素吸收	0.52~0.60	悬浮泥沙、潮间带、污染、冰、滩涂、植被
0.480~0.500	叶绿素、测冰、污染、浅海地形	0.61~0.69	悬浮泥沙、潮间带、污染、冰、滩涂、植被
0.510~0.530	叶绿素、水深、污染、泥沙	0.76~0.89	大气校正、水汽总量、土壤
0.555~0.575	叶绿素、植被、低含量泥沙		
0.660~0.680	高含量泥沙、大气校正、污染、气溶胶		
0.745~0.785	大气校正、高含量泥沙、植被		
0.845~0.885	大气校正、水汽总量		
10.30~11.40	水温、测冰、地表温度、云顶温度、卷云		
11.40~12.50	水温、测冰、地表温度、云顶温度、卷云		

13.3.2 海洋遥感器及信息特点

1. 海洋水色/水温扫描仪 (可见光—红外多光谱扫描辐射仪)

除了我国的 HY-1/COCTS 外,已发射的主要水色仪有美国的 Nimbus-7/CZCS($0.4\sim 12.5\mu\text{m}$, 6 波段,空间分辨率 800m)、SeaStar/SeaWiFS($0.4\sim 0.9\mu\text{m}$, 8 波段,空间分辨率 $1.13\sim 4.5\text{km}$);日本的 ADEOS-I/OCTS($0.4\sim 12.5\mu\text{m}$, 10 波段,空间分辨率 700m)、印度的 IRS-P₃/MOS-IRS(德)($0.4\sim 16.5\mu\text{m}$, 13 波段,空间分辨率 1.1km)、中国台湾的 Rocsat-1/OCI($0.4\sim 0.9\mu\text{m}$, 6 波段,空间分辨率 800m)等。此外,美、日、欧空局、法、韩国等均计划发射新一代的水色遥感器,其辐射探测的亮度动态范围及信噪比增大,波段增多。(MODIS、GLI 均 36 个波段)、谱带宽度变窄(约 10nm 甚至更高),增强多角度观测能力(Polder-2、MISR 等),改善了辐射定标手段,以增强遥感数据的稳定性。

1) 信息特点

根据决定海洋水色的叶绿素及其他色素的时空、光谱特征的要求,特别是海洋生物过程——海洋叶绿素场的时空变化,遥感器的时空尺度选择一般认为时间尺度 3~5 天为宜;空间尺度为 4~5km,但对于海岸带环境研究则需 1km 或更小;至于波段的选择,水色信息的提取应该至少 3 个可见光波段,即叶绿素吸收峰 ($0.44\mu\text{m}$)、叶绿素反射峰 ($0.55\mu\text{m}$),以及对悬浮泥沙含量的敏感波长 ($0.62\mu\text{m}$),波段的带宽以 20nm 为宜。

但对于 II 类水体(含泥沙)中叶绿素的提取,应有荧光峰 ($0.68\mu\text{m}$) 以区别于其他物质对吸收和散射的影响。为进一步区分黄色物质,可加黄色物质的吸收峰 ($0.41\mu\text{m}$)。而对于大气纠正而言,特别是对大气气溶胶散射的纠正,一般避开水汽和臭氧吸收带而至少选用 $0.704\sim 0.713\mu\text{m}$ 及 $0.855\sim 0.89\mu\text{m}$ 两个波段^[13]。

2) 主要应用领域

(1) 海洋水色测定。通过可见光—红外波段数据,测定浮游生物分布指标的叶绿素浓度;沉积物(泥沙)分布指标的海水混浊度(即悬浮沉积物含量);以及盐度指标的黄色浓度(即黄色物质——可溶、不可溶有机质及污染物质)。监测海洋初级生产力分布,研究海洋生物过程、海洋生态系统;监测海洋及海洋带环境,开展近岸水体水色要素反演算法研究;通过海洋水色/水温等海洋生态环境参数,指导海洋渔业、养殖业生产,监测海洋污染等。

(2) 海洋水温测定。运用热红外波段数据,观测海面温度场,以研究海冰、海流等海洋现象。这里的一个关键问题是排除云顶低温的干扰,主要有两种方法:一是时间云区排除法。考虑到云层每天是变化的,一般说来,正常天气情况下,同一地点连续几天有云的概率很小。对同一地区用连续几天的云图,选取每个点这几天的最高温度值,便可把大部分的云排除(云顶为低温),图像上仍保留的低温区则多为冰雪或寒潮区。我国气象卫星处理中心提供 7 天最小亮度合成法消除云的影响处理后的产品,以供环境科学(地学)应用。但在结冰期、融冰期,海冰面与水面温度变化不大,在红外云图上往往冰水边界不清,可通过微波辐射图像加以弥补。“时间云区排除法”在连续坏天气下

不适用。二是“空间云区排除法”，即把一天的图像数据统计处理成每个经纬度为 1° 的网格，每个 1° 网格内的数据中，取其最高温度值作为该网格的代表值（云的低温则可能自然排除），绘制粗化的温度分布图。此温度图仅根据1天数据，且每 1° 网格内仅对应一个水温值，水温分布被简化，复杂曲折的海流，水团边界被平滑化，掩盖了许多细微的变化。

海面热红外数据，经大气纠正和去云处理后，其辐射亮度值可近似反映海面相对温度。海面温度反映海洋热状况。海面温度场的变化，既直接影响海洋动力变化，即海水密度变化，产生水平、垂直方向的热交换，构成海水中不同的流系、水团；又直接影响海洋生物变化，即温度的分布特征与海洋生物分布密切相关，成为海洋生产力的一个重要环境因素；还直接影响到海-气相互作用及海洋气象变化。

(3) 通过水色差异测水深。

(4) 通过多光谱图像分析，研究海冰、泥沙流、海面污染、海岸带及陆地等。

2. 合成孔径成像雷达 (SAR)

1) 信息特点

合成孔径成像雷达是一种高方位分辨率的相干成像雷达。在第5章“微波遥感”中，我们已讨论了雷达的成像原理，指出雷达回波强度与雷达系统参数及目标的物理性质有关，而雷达系统确定后，则主要取决于目标的表面粗糙度、复介电常数（参见第5章表5.5）。

加拿大计划于2003年以后发射Radarsat-2，其主要的改进是，将采用HH、VV、HV、VH多极化方式，并将空间分辨率改为 $3\sim 100\text{m}$ ，扫描宽度改为 $10\sim 527\text{km}$ 。

雷达所提供的海面粗糙度信息是海洋动力学与海洋气象学的一个重要指标。由它可以推断海浪、海流、潮汐、水下地形等，而海浪与海面风场——风速、风向等密切相关；冰面粗糙度与冰类型直接关联。因此，SAR可以提供大量海况信息，监测与预报大量海洋动力、气象现象及海洋环境质量。

2) 主要应用领域

(1) 海洋动力环境研究。SAR可测定海面结构、波浪状况（即通过对SAR图像作快速傅里叶变换，可确定二维的海浪谱及海表面波的波长、波向、波高、波形和内波等）以及海面风场，以观测大中尺度的海洋动力现象（洋流、涡旋等），测定船位、航向、航速等。由于海面粗糙度与海浪、海流、海风、海温等参数有关，因而反演波浪参数时既要考虑排除其他因素的干扰，又要考虑运动着的波浪与卫星的多普勒效应的修正。

(2) 浅海水下地形和水深测绘。SAR对测海面结构、波浪状况是有效的，而重力波的状况（波长、波向、波高、波形等）与水深关系密切。也就是说，水下地形能间接地改变海面的后向散射特性，因而可以从对重力波的分析来获得水下地形、水深信息，进行浅海制图。实践证明，SAR图像上的亮暗分布与海底地形、地貌间有一种直接的相关。

研究表明^[14]，雷达波长越长，SAR浅海水下地形和水深的成像越好。星载SAR中，P波为测水下地形的最佳波段，L波段次之，C波段也有一定的测水下地形和水深的能力；雷达的极化方式与测水下地形关系不大，但VV极化优于HH极化方式，且

20°~40°是星载 SAR 测浅海水下地形和水深的最佳入射角范围。

(3) 海洋油膜污染等监测。由于油膜对于风浪海面起着阻尼作用, 改变了局部海面粗糙度, 减弱雷达回波强度, 使油水界面明显。当然这种阻尼作用与油膜厚度及风浪大小有关, 油膜的扩散或风浪大均影响雷达监测油膜污染的效果。此外, 油膜与水体的介电常数不同、亮度温度显著差异, 也使油水界面明显, 利于雷达对油膜污染的监测。

(4) 海岸带及陆地环境监测。SAR 图像可以通过地表介电常数和地面粗糙度的不同, 提供大量地表组成、地表湿度、地表结构等重要信息。

3. 雷达高度计 (ALT)

雷达高度计是不成像主动式微波遥感器。它通过测量仪器向星下点发射脉冲经海面回波反射后的往返时间, 可测得卫星平台 (高度计天线) 至星下点 (范围约 10km) 海面的垂直距离, 推导海面大地水准面与海面形态参数等。

所谓“海面大地水准面”指在仅有重力和地转偏向力作用下的 (不运动的均匀) 海面。它仅反映出重力和向心力效应。它与地下物质密度分布、洋中脊、断裂带、海沟等有关。由它可反演地球重力场。由于地球重力场不均匀, 大地水准面并非均匀的球面, 而是有起伏的不规则的曲面 (有沟有谷等)。对它的研究对大地测量、天体测量、海洋测绘等意义重大。而“海面形态”同时还受到大尺度海水运动、地转流 (洋流、涡旋等)、潮流、波浪等的影响, 因而使海面偏离了大地水准面。

雷达高度计测得的是卫星到海面的距离 H 。若卫星轨道相对于地球参考椭球面 (这里指平均海平面) 已知, 也就是若卫星高度已知, 则海面相对于地球参考椭球面的高度 H_0 , 可表示为

$$H_0 = H_g + H_d \quad (13.9)$$

式中: H_0 为海面高度 (海面相对参考椭球面); H_g 为大地水准面高度 (相对于参考椭球面); H_d 为海面动力高度 (海面相对于大地水准面)。 H_g 已知, 则 H_d 可求得。

由 ALT 测得的 H , 可通过对海面回波信号 (波形和强度) 的分析与处理, 提取海面有效波高 (SWH) 及后向散射系数 (σ^0); 再经过重力和卫星轨道的精确测量 (这里指精确定轨、路径延迟校正和重力场校正), 获得星下轨迹的海面形态特征; 而海面起伏形态与大地水准面有关, 由海面形态参数可以推导出使海面与大地水准面偏离的作用力 (如潮汐、海流、科氏力、风力、压力、波力等), 进而消除波浪等因素的干扰, 获得海面高度相对于大地水准面的起伏, 则可得理论上的海面大地水准面。

由于测高误差中包含了仪器自身热噪声误差、轨道误差、大气效应, 因而除遥感器本身外, 还需精确测量和预报轨道高度和进行大气纠正^[15]。ALT 的测高精度用均方根误差来表示, 一般可达 10cm。随着采用 GPS 定位、激光测距、Doppler 跟踪等定轨技术和改进算法, 测轨精度有了很大提高。如利用 SLR (卫星激光测距) 技术确定的 TOPEX 卫星轨道的径向精度达 2.8cm^[16]。这里的大气影响主要指由于电离层、对流层引起的脉冲时延以及由于海况偏移 (如潮汐) 带来的误差。目前大气校正模式已较成熟, 校正后的测高精度可达厘米级。

从海面 (动力) 高度的时间序列, 可以推算海流流速 (如湾流、潮流、涡旋等), 精度达 20cm/s; 可以估算海面风速, 在 0~10m/s 风速范围内, 估算误差低于 1m/s。

流体力学研究表明: 500km 以上尺度的海面形态特征的变化可反映深达 500~1000m 深海水的运动。因此高度计的数据可用以分析中大尺度的海洋动力现象、海洋环境和变化特征, 预报与监测风暴潮、“厄尔尼诺”等海况现象, 以及研究全球海平面变化等。

雷达高度计反演海面风速, 是依据海面在风的作用下能产生厘米尺度的波浪, 从而引起海面粗糙度(海面均方斜率)的变化。雷达高度计对于大于或等于其工作波长(一般为 2cm 左右)的海面粗糙度变化有敏感响应。实验观测表明, 海面均方斜率(海面粗糙度)与海面风速近似线性关系。随着风速的增大, 海面粗糙度会随之增加, 使雷达脉冲的侧向散射能量增加, 后向散射能量减少, 从而导致后向散射截面 σ_0 下降^[17]。

4. 雷达散射计

雷达散射计是不成像主动式(斜视观测)微波遥感器, 主要测量海面风场—上风速与风向。它是根据风生成的浪和粗糙海面对雷达信号的后向散射回波信号来估算的。也就是, 把微波散射与波浪发展这二个物理过程结合起来。一般说来, 后向散射强度随风速增加而增加, 并与波速方向与风向的交角有关。

目前已发展了一系列有关海面雷达散射截面与海面风场的理论模型与经验模型, 可直接反演海面风场参数——海面风速、风向、风应力以及海面波浪场。其测量精度与散射计的工作频率、观测角、天线极化方式、大气校正以及所用的反演算法有关。一般测量精度风速误差为 $\pm 2\text{m/s}$ 、风向误差 $\pm 20^\circ$ 。其中判断风向是测风的难点之一。海面散射截面 σ_0 与微波入射角和风向有关, 当入射方向与风向平行时, σ_0 最大; 当两者正交时, σ_0 最小。因而靠一个波束是无法判别风向的, 需要多个波束, 如 NSCAT 采用 3 个不同方向波束。

海面风场是海洋动力学的基本参数, 是海气间的热量、物质和水汽交换的重要动能。它影响着海气相互作用过程, 如厄尔尼诺(EI Nino)/南方涛动(La Nina)现象是热带海洋和大气强烈耦合的结果。它不仅影响了区域或全球气候, 而且对海洋生态环境等均有影响。因此, 研究海面风场, 对于天气和海洋预报、风暴监测、海上航行、海岸工程及全球变化研究, 具有重要价值。

5. 微波辐射计

微波辐射计是成像被动式微波遥感器, 它接收的是地球表面(海面、陆面)物质在微波波段的热辐射亮度。通过测量由海面发射的热辐射温度来反演海面温度、绘制等温线图、研究海面温度场、海冰、流冰分布等。

根据普朗克辐射定律, 理想黑体的热辐射功率是波长和温度的函数。当黑体的温度增加时, 辐射功率也增强, 随着波长的增加辐射量减小。其微波辐射功率与温度基本上呈线性关系。微波辐射计所测得的物体辐射亮度 T_b 反演物理温度 T 时, 须进行发射率 e 的修正, 即 $T = eT_b$ 。其中发射率 e 通常为 $0 < e < 1$, 且随物体的复介电常数、表面粗糙度等物理性质以及频率、极化方式、入射角等参数的变化而变化, 因而亮度温度也随这些性质和条件而变化。海冰的发射率要大于海水的发射率。

从理论上讲, 电磁波在介质中的传播, 其传播方向上的功率是按指数衰减, 则所接收到的辐射能量与传播距离(中间介质厚度)有关。因而可以运用辐射传输原理和相关

模型研究冰体和水体的辐射在穿过冰层后其能量与路径(冰厚)的关系,以推出冰厚;并研究冰水界面、冰的位置、分布范围、冰的结构、类型、含水量等。

微波辐射计还可用于测海面风。它是依据发射率 ϵ 是介电常数 ϵ 的函数,并随海水中盐度、海面粗糙度、水温、水花(泡沫带等)而变化,因而可以从测得的亮度温度推算出海面风。

此外,微波辐射计还可测量大气中的水汽含量,用以大气纠正,往往与雷达高度计配合,有效地改正大气中水汽的延迟效应。

参 考 文 献

- [1] Campbell James B. 1987, Introduction to Remote sensing, The Gulford Press, New York, London.
- [2] 陈述彭、赵英时, 1992, 遥感地学分析(修订本), 台湾中国文化大学出版社.
- [3] Swain P. H. & S. M. Davis, 1978, Remote Sensing: The Quantitative Approach, McGraw-Hill, New York.
- [4] 李武等, 1996, 混浊水体光谱特性研究在水色遥感发展中作用的探讨, 遥感新进展与发展战略, 中国科学技术出版社.
- [5] 李铁芳等, 1990, 卫星海洋遥感信息提取和应用, 海洋出版社.
- [6] Gordon H. R., Morel A. Y., 1983, Remote Assessment of Ocean Color for interpretation of Satellite Visible Imagery, A Review, New York: Springer-Verlag.
- [7] 马蔼乃, 1997, 遥感信息模型, 北大出版社.
- [8] 黎夏, 1992, 悬浮泥沙遥感定量的统一模式及其在珠江口中的应用, 环境遥感, 7(2): 106 - 113.
- [9] 李四海、恽才兴, 2001, 河口表层悬浮泥沙气象卫星遥感定量模式研究, 遥感学报, 5(2): 154 - 160.
- [10] 陈楚群等, 1996, 应用 TM 数据估算沿岸海水表层叶绿素浓度模型研究, 环境遥感, 11(3): 168 - 175.
- [11] Polcyn F. C., 1976, Final Report on NASA/Cousteau Bathymetry Experiment, NASA-CR-ERIM-118500-1-F.
- [12] Lillesand Thomas M. & Kiefer Ralph W., 1994, Remote Sensing and Image Interpretation (3rd Ed), John Wiley & Sons, Inc.
- [13] 李四海等, 2000, 海洋水色卫星遥感研究与进展, 地球科学进展, 15(2): 190 - 196.
- [14] 黄伟昆等, 2000, 星载 SAR 水下地形和水深感应的最佳雷达系统参数模拟, 遥感学报, 4(3): 172 - 177.
- [15] 吴培中, 2000, 世界卫星海洋遥感三十年, 国土资源遥感, N1: 2 - 10.
- [16] Tapley B. D. et al., 1994, Report of the ASG to NASA headquarters and the EOS payload panel.
- [17] 陈戈, 1999, 卫星高度计反演海面风速, 遥感学报, 3(4): 305 - 311.
- [18] Han L. H., Rundquist D. C., 1996, Spectral Characterization of Suspend Sediments Generated from Two Classes of Clay Soil, *Int. J. Remote sens.*, 17(3): 643 - 649.
- [19] Rundquist D. C. et al., 1996, Remote Measurement of Algal Chlorophyll in Surface Waters: The Case for the First Derivative of Reflectance Near 690 nm, *PE & RS*, 62(2): 195 - 200.
- [20] Robert P. B., Dmitry V. P., John H. J. & Fred J. T., 2001, Validation of a radiometric color model applicable to optically complex water bodies, *Remote Sensing of Environ.*, 77(2): 165 - 172.
- [21] Ekstrand, S. 1992, Landsat TM based Quantification of chlorophyll-a during Algae Blooms in Coastal Waters, *Int. J. Remote sens.*, 13(10): 1913 - 1926.
- [22] 王超、潘广东, 2000, 航天飞机成像雷达海面风矢量观测研究, 遥感学报, 4(1): 51 - 54.
- [23] 吴明钰、罗贤, 1999, 海冰微波辐射传输模式和实验研究, 遥感学报, 3(1): 16 - 22.

第 14 章 地表能量平衡 与土壤水分遥感

§ 14.1 地表能量平衡遥感研究

在第 1 章中,我们已讨论了作为地表与大气的最主要能源——太阳辐射,以及相伴的地球辐射。太阳发射的电磁波短波辐射,除了 30% 被大气顶界反射回太空以及 17% 被大气吸收外,其余部分以直射与漫射的形式到达地表。依据能量守恒与转换定律,地表接收的能量以不同方式转换为其他运动形式,使能量保持平衡。这一能量交换过程可用地表能量平衡方程来表示,即:

$$R_n = G + H + LE + \dots \quad (14.1)$$

式中: R_n 为地表的净太阳辐射通量; H 为从下垫面到大气的显热通量(又称感热通量),即下垫面与大气间湍流形式的热交换; LE 为从下垫面到大气的潜热通量,即下垫面与大气间水汽的热交换,其中 L 为水汽的汽化潜热, E 为蒸发量; G 为土壤热通量,即下垫面土壤中的热交换;上述所有的通量单位为 W/m^2 。

从上式可见,地表能量交换是以辐射通量、感热通量、潜热通量、土壤热通量等来定量表达的,它们又各受不同地物参数的影响和控制。实际上,上式还应包含部分用于植物光合作用和生物量增加的能量,只是这部分能量很小,可以忽略不计。

地球陆地表面的性质在很大的程度上制约着地表与大气间的能量交换。这些能量交换是在地表辐射过程和能量平衡过程中进行的,而且能量交换被一系列复杂的因素控制着。这些因素包括贴近地表的大气的状态、地表反照率、地表温度、地表粗糙度、植被覆盖度与植被性质、土壤水分含量与蒸发等。地表能量交换信息的获取与模型分析是全球环境变化研究中最基本和最重要的问题之一。它是研究区域与全球环境变化必不可少的前提条件,并直接影响到水、碳循环、热传输、生态环境变化、生物量变化等。许多学者在这方面做了很大的努力,并开展了一系列有关地表-大气相互作用的不同尺度野外实验与研究。无论是在对地表与大气之间相互作用的理解,还是在地-气耦合模型中地表过程参数的确定,都取得了许多重要进展。可以看到,在地表能量交换过程的研究中迫切需要利用遥感手段来快速、及时地获取这些关键参数。但是,目前的问题是,对于土壤-植被-大气传输(SVAT)过程,定量遥感反演的地表状态变量在研究方法和研究精度上尚未达到实用需求。也就是说,目前基于遥感反演的地表参数尚不足以作为大尺度水文和大气循环模型所需的地表状态变量的初始值、更新值或验证值。

14.1.1 地表净辐射(R_n)

地表净辐射通量(net radiation)又称辐射平衡(radiation balance)或辐射差额(radiation

budget)。它指地表面净得的短波辐射与长波辐射的和。即指地表辐射能量收支的差额。它是地表面能量、动量、水分输送与交换过程中的主要能源。

地表辐射平衡方程可表示为

$$\begin{aligned} R_n &= R_s \downarrow - R_s \uparrow + R_L \downarrow - R_L \uparrow \\ &= (1 - \alpha) R_s \downarrow + \epsilon_a \sigma T_a^4 - \epsilon_s \sigma T_s^4 \end{aligned} \quad (14.2)$$

式中: R_n 为地表净辐射; $R_s \downarrow$ 为入射到地表的太阳短波辐射, 即太阳总辐射(Q); $R_s \uparrow$ 为地表反射的太阳短波辐射, 即地表反射辐射; $R_L \downarrow$ 为来自大气的长波辐射, 即大气逆辐射; $R_L \uparrow$ 为地表发射至大气的长波辐射, 即地表发射辐射; ϵ_a 为无云天气的大气有效发射率; ϵ_s 为地表发射率; T_a 为参考高度(一般距地面 2m)的空气温度; T_s 为地表辐射温度; α 为地表反照率; σ 为斯特藩-玻耳兹曼常数, $5.67 \times 10^{-8} \text{W/m}^2 \cdot \text{K}^4$ 。

其中, $R_s \downarrow - R_s \uparrow$ 为地表对太阳短波辐射的净收入(R_{ns}), 即地表的短波辐射平衡;

$R_L \downarrow - R_L \uparrow$ 为地表的长波辐射平衡(R_{nL}), 即地面有效辐射(I)。

一般说来, 地表净短波辐射(R_{ns})约是地表净长波辐射(R_{nL})的 5 倍。地表辐射平衡(净辐射 R_n)是以上两者的代数和。

$R_s \downarrow$, 又称太阳总辐射 Q , 它是纬度、时间及云的函数。它包括紫外—短波红外波段($0.3 \sim 3 \mu\text{m}$)的入射到地面的太阳辐射总量, 由太阳直射辐射(即太阳直射光)和大气散射辐射(天空散射光)两部分组成, 可以利用气象台站或辐射台站的太阳直射辐射表及天空辐射表来确定。一般说来, 在晴天和稳定的天气条件下, 一个地面观测站的 $R_s \downarrow$ 数据可以代表 10km^2 的面积^[1]。入射到地面的太阳总辐射量 Q , 也可以通过理论太阳辐射及日照率的计算获得, 即

$$Q = Q'(0.1144 + 0.5683C/C_0) \quad (14.3)$$

式中: Q' 为大气层顶部理论太阳总辐射, 它与气象台站经纬度、太阳赤纬、日地距离和太阳常数(地球处于日地平均距离时, 单位面积、单位时间内, 垂直投射到大气顶层的太阳辐射能为 $1.37 \times 10^3 \text{W/m}^2$)有关; C/C_0 为日照率, C 为日照时数, C_0 为最大可能日照时数。

$R_L \downarrow$ 即大气、云发射至地表的长波辐射, 它是大气温度和大气湿度(及云)的函数, 可表示为: $R_L \downarrow = \epsilon_a \sigma T_a^4$, 其中大气发射率 $\epsilon_a = 1.24(e_a/T_a)^{1/7}$, 是空气水汽压 e_a 与空气温度 T_a 的函数, 可利用红外测温仪对天空(多角度)测量到的温度来推算。

地表净辐射 R_n , 还可表示为

$$R_n = Q(1 - \alpha) + I \quad (14.4)$$

其中的 $Q(1 - \alpha)$ 项, 又称为吸收辐射, 指地表接收的来自太阳的短波净辐射值($R_s \downarrow - R_s \uparrow$), 可以通过可见光—近红外遥感定量反演的地表反照率 α 来推算; 而地面有效辐射 I , 即地表长波辐射($R_L \downarrow - R_L \uparrow$), 则可通过热红外、微波遥感定量反演的地表辐射温度 T_s 来推算。

值得注意的是, 利用遥感所得的向上辐射分量(包括 $R_s \uparrow$ 和 $R_L \uparrow$)来反演 α 和 T_s 时, 其所测得的数据是非连续、窄波段、窄视场的; 而自然界地物的反射与发射具有全波段、半球视场及各向异性的特点, 两者间的差异是造成遥感反演精度不够的重要原因。为了确保能得到全波段、半球视场的反射或发射辐射分量, 国内外学者主要围绕以下三个方面开展了大量的研究工作: ① 通过大气校正模型, 把大气顶层(TOA)的辐射值直接转换

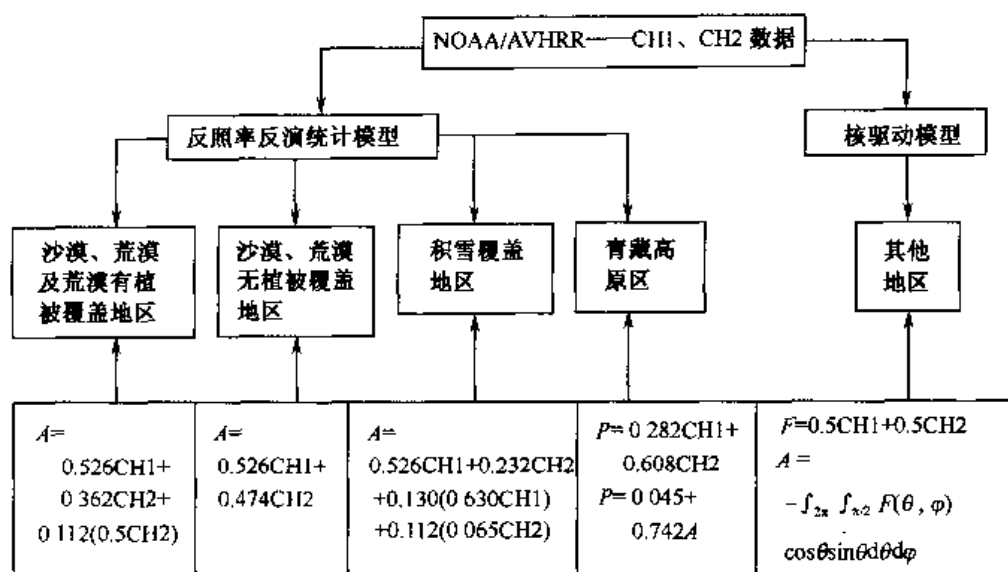


图 14.1 中国地表反照率反演^[2]

为地表光谱反射率或地表辐射温度。② 通过 BRDF 角度模型, 建立两者间的数学关系, 把地表方向反射率 ρ 转换为地表光谱反照率 α , 如半经验模型——核驱动模型, 物理模型——几何光学模型(GO)、辐射传输模型(RT)、RT-GO 混合模型、计算机模拟等。这在第 10 章定量遥感中已有论述。③ 基于地面测量或辐射转换的模拟。通过大量野外(同步)试验, 建立多种宽波段反射或发射辐射值, 与窄波段遥感数据间的统计模型, 即经验关系式。此法简便易行且可信。但这种经验关系是随着表面特征的变化而变化的。图 14.1 为中国地表反照率反演框图^[2]。

以积雪覆盖地区表面反照率全波段反演为例^[3]。图 14.2 显示雪被的反射光谱曲线。图中可见, 雪被的反射辐射几乎都集中在短波光谱区; 在近紫外-可见光谱区($0.3 \sim 0.7\mu\text{m}$)反射率为 80%~90%; 在近红外区($0.8 \sim 1.5\mu\text{m}$)反射率则随波长的增大而迅速减小, 在短波红外区反射很弱。这就是说对于雪被表面反照率($0.30 \sim 4.0\mu\text{m}$)而言, 各谱段所作的贡献是不同的, 因此可将可见光-短波红外谱段划分为 4 个部分: $0.30 \sim 0.725\mu\text{m}$ 谱段, 占总入射能的 52.6%; $0.725 \sim 1.0\mu\text{m}$ 谱段, 占总入射能的 23.2%; $1.0 \sim 1.4\mu\text{m}$ 谱段, 占总入射能的 13.0%; $1.4 \sim 4.0\mu\text{m}$ 谱段, 占总入射能的 11.2%。其中, 反演中所选用的 NOAA/AVHRR 的 CH1、CH2 只代表前两个部分的反射率, 而据 Brest 的研究, 后两部分的反射率分别为第 2 通道反射率的 63.0% 和 6.5%。因此, 可将雪被表面反照率的反演模型表示为

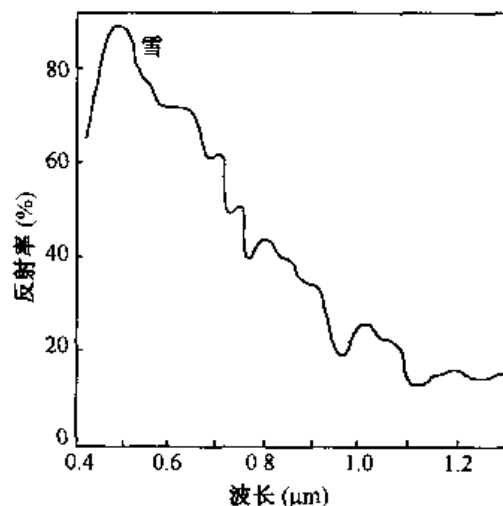


图 14.2 雪被的反射光谱曲线

$$A = 0.526\rho_{\text{CH1}} + 0.232\rho_{\text{CH2}} + 0.130(0.630\rho_{\text{CH2}}) + 0.112(0.065\rho_{\text{CH2}}) \quad (14.5)$$

式中: A 为 $0 \sim 4.0\mu\text{m}$ 谱段的反照率; ρ_{CH1} 、 ρ_{CH2} 分别为经过大气校正后 CH1、CH2 的反射率。

14.1.2 土壤热通量(G)

土壤热通量(soil heat flux)——土壤内部的热交换,对土壤蒸发、地表能量交换均有影响。一般可以通过土壤热惯量法加以确定,也可以通过地面点测量得到。遥感热惯量法将在下面的“土壤水分遥感监测”中论述。

Reginato 等(1985)研究提出了一种主要用遥感信息推算土壤热通量的简便方法,即把土壤热通量(G)与净辐射(R_n),土壤上覆的植物高度(h)联系起来,建立三者间的经验关系式,表达如下^[4]:

$$G = (0.1 - 0.042h)R_n \quad (14.6)$$

式中:作物高度 h ,可根据不同的植物类型取值,如,假设小麦成熟时 h 为 1.2m 。 h 与作物的叶面积指数 LAI 及作物覆盖度 f 有关,可通过遥感数据估算。

Friedl、Choudhury 等(1985、1996)根据比尔定律(Beer)给出用于估算土壤表面净辐射 R_n^s 的方程^[5,6]

$$R_n^s = R_n \exp(-CLAI/\mu) \quad (14.7)$$

式中: C 为净辐射在植被冠层中的消减系数(extinction coefficient),值域约为 $0.3 \sim 0.7$; LAI 为叶面积指数; μ 为太阳天顶角的余弦值。 C 值取决于冠层结构,对于具有球形(随机)叶面角度分布的冠层, $C=0.5$ 。而土壤表面净辐射通量(R_n^s)与土壤热通量(G)之间有一比例关系,通常 G 约为 R_n^s 的 40% ,即 $G=0.4R_n^s$ 。结合公式(14.7)则可得

$$G = 0.4R_n \exp(-0.5LAI/\mu) \quad (14.8)$$

式中:LAI 为叶面积指数,可通过遥感植被指数求得。研究还表明: G 与 R_n^s 的比例关系是日期和时间的函数,作为 R_n^s 和 μ 的函数的 G ,可表示为^[6]

$$G = K_G R_n^s \mu \quad (14.9)$$

式中: K_G 为 $0.2 \sim 0.5$ 间的常数,其值取决于土壤类型和湿度条件。张仁华(1996)根据多年实验观测也表明^[1]:土壤热通量(G)与净辐射通量(R_n)间有一定的相关性——对于裸露土壤, G 可达 R_n 的 $20\% \sim 50\%$;而在作物覆盖下, G 为 R_n 的 $5\% \sim 20\%$ 。

14.1.3 显热通量

在土壤-植被-大气系统中,当把土壤、植被简单地处理为同一层界面时,显热通量(sensible heat flux)表征下垫面与大气间湍流形式的热交换,又称感热通量(H)。它加热空气,通常用一个一维通量梯度表达式来模拟,可表达为

$$H = \rho C_p (T_c - T_a) / r_{ac} \quad (14.10)$$

式中: ρ 为空气密度(kg/m^3); C_p 为空气定压比热($\text{J}/\text{kg}\cdot^\circ\text{C}$); ρC_p 表征空气的体积热容量($\text{J}/\text{m}^3\cdot^\circ\text{C}$); T_c 为下垫面表面温度($^\circ\text{C}$), T_a 为参考高度的空气温度($^\circ\text{C}$); r_{ac} 为空气动力

学阻力(s/m)。

其中,空气动力学阻力 r_{ac} ,可由湍流模式给出。它随风速、粗糙度和大气层结构等因素的变化而变化。在中性条件下, r_{ac} 可表达为

$$r_a = \{ \ln[(z-d)/z_0] \}^2 / (k^2 u) \quad (14.11)$$

式中: r_a 为中性条件下的空气动力学阻力(s/m); z 为地表以上参考高度(2m); d 为零平面位移高度(m); k 为卡曼(Karman)常数(0.4); u 为 z 处的风速(m/s); z_0 为决定地表湍流交换强度的表面粗糙度长度(m),它一般与气流无关,而主要取决于地表粗糙单元的几何形状、大小、排列等。就植被下垫面而言,它与植被的高度和郁闭度直接相关,对于作物、草地等,一般 z_0 与地表粗糙单元平均高度(植冠高度 h)的比值约为0.13,即 $d=0.63h$, $z_0=0.13h$;而对于林木, $z_0=0.075h$ 。

由式(14.11)可知, r_a 的取值反比于风速 u 和表面粗糙度 z_0 的对数值。 z_0 的大小依赖于地表的阻滞性质,其取值大小约为10%的植被高度。用大气稳定度来校正对流对 r_a 的影响,因为 H 大的时候,湍流输送大, r_a 就小^[7]。

Hatfield等(1983)提出了空气动力学阻力的稳定度订正方法,在不稳定条件下, r_{ac} 可表达为^[8]

$$r_{ac} = r_a [1 - n(z-d)g(T_c - T_a)/(T_0 u^2)] \quad (14.12)$$

式中: n 为常数(假定为5); g 为转换系数,即重力加速度,取值 9.8m/s^2 ; $T_0 = (T_c + T_a)/2$ 。

为了避免在风速小、冠层温度与气温差($T_c - T_a$)很大时,出现不合理结果。人们对式(14.12)又作了进一步改进^[9,10]。

14.1.4 潜热通量

1. 一层模型(又称单层模型)

潜热通量(Latent heat flux)指地表吸收辐射能与蒸发耗热的热交换,即地面蒸发或植被蒸腾、蒸发的能量,又称蒸散(evapotranspiration)。彭曼(Penman)蒸散方程把植被看作一个整体,假定植物冠层(主指作物冠层)为一片大叶,潜热交换发生在叶面上,则得出冠层的潜热通量(LE),可表达为

$$LE = \rho C_p (e_s^* - e_a) / [\gamma(r_a + r_c)] \quad (14.13)$$

式中: e_s^* 为温度 T_s 时的下垫面饱和水汽压(hPa); e_a 为与温度 T_a 同高度处的空气水汽压(hPa); r_a 为空气动力学阻力(s/m),是与扩散相关的量,它阻碍由地而向大气的热量与质量的输送,是风速、粗糙度等的函数; r_c 为下垫面表面阻力(s/m),是大气、植被、土壤因子的函数; γ 为干湿球常数(psychrometric constant)(hPa/°C)。

式中的 L 、 ρ 、 C_p 、 γ 均为常数。LE方程与 H 方程相似,仅用水汽压代替了温度,且假设地面处在饱和状态下,引入饱和水汽压对温度的斜率 Δ 。

$$\Delta = (e_s^* - e_a^*) / (T_c - T_a) \quad (14.14)$$

若叶冠温度等于蒸发表面温度,则可由式(14.13)推出Penman-Monteith实际蒸散方程(PM式)为

$$LE = [\Delta(R_n - G) + \rho C_p(e_a^* - e_a)/r_a]/[\Delta + \gamma(1 + r_c/r_a)] \quad (14.15)$$

在潜在蒸散情况下, 表面阻力 r_c 近似取零, 则潜在蒸散 LE_p 为

$$LE_p = [\Delta(R_n - G) + \rho C_p(e_a^* - e_a)/r_a]/(\Delta + \gamma) \quad (14.16)$$

其中, $R_n - G = LE + H$ 为植被冠层所接受的可供潜热和显热交换的能量。

实际蒸散 E 与潜在蒸散 E_p 之比, 即 (式 14.15) / (式 14.16) 得

$$E/E_p = (\Delta + \gamma)/[\Delta + \gamma(1 + r_c/r_a)] \quad (14.17)$$

式中的空气动力学阻力 r_a , 可通过测风速、粗糙度 \rightarrow 代入湍流模型求得 (参见式 14.11、式 14.12); 下垫面表面阻力 r_c , 可通过 LAI (对植被全覆盖)、叶子水势 ϕ 或地面干湿 (对裸土) 的标定资料求得, 对于植被部分覆盖则 r_c 可通过由植被指数推算的植被覆盖度 f 求得 (参见下式):

(1) 下垫面为植物全覆盖时, 植被冠层表面阻力 (r_v), 可表示为^[11]

$$r_v = \{1000[1 + (-\phi/231)^{5.5}]\}/(L + 0.025R_n) \quad (14.18)$$

式中: ϕ 为叶子的水势; L 为叶面积指数; R_n 为净辐射通量。以上均为群体的平均值。

(2) 下垫面为裸露土壤时, 土壤表面阻力 (r_s) 可表示为^[12]

$$r_s = 805 + 4140(\theta_s - \theta) \quad (14.19)$$

式中: θ_s 为土壤水分饱和状态下 (单位体积) 的土壤湿度 (m^3/m^3); θ 为 0~5mm 表层的 (单位体积的) 土壤湿度 (m^3/m^3)。

(3) 下垫面为部分植被覆盖时, 表面阻力 (r_c) 可表示为

$$1/r_c = (f/r_v) + [(1-f)/r_s] \quad (14.20)$$

式中: f 为植被覆盖度, 当 r_s 为负值时假设为 0。

Penman-Monteith 方程 (式 14.15) 是以净辐射通量 R_n 为主的蒸发模型, 即热量平衡模型。它综合了能量平衡法与空气动力学法的特点, 被学术界广泛应用。但是它涉及到不少难以精确测定或估算的非遥感参数。而且, 严格地说由于忽略土壤蒸发, 基于“大叶”假设的 PM 式适用于稠密植被状态下的单层模型, 而并不适用于稀疏植被和作物全生长期的蒸散计算。

事实上, 研究地-气界面热量平衡的一个十分重要的信息是界面的表面温度。遥感研究地表水热状况、地表蒸发, 主要通过获取界面温度与空气温度的差值信息, 而这种温差受到土壤和大气的耦合影响。于是发展了一些与红外遥感相关的能量平衡-空气动力学阻抗模型、表面温度-光谱模型等。如 Jackson 等 (1977) 建立的日蒸散 (LE_d) 与冠层-空气温度差 ($T_c - T_a$) 的蒸散模型。表面温度-光谱模型是以表面温度为主的蒸发模型。该模型可将潜热通量式 (14.15) 转换为^[1]

$$LE \approx \rho C_p[\Delta(T_c - T_a) + d]/[\gamma(r_a + r_c)] \quad (14.21)$$

式中: d 为在参考高度的水汽饱和差; T_c 为下垫面表面温度; T_a 为空气温度; Δ 为饱和水汽压对温度的斜率, 以式 (14.14) 表达。其他符号同前。

式 (14.21) 的关键参数为下垫面表面温度 T_c , 以及下垫面表面阻力 r_c ——这里指冠层群体表面阻力。已知 r_c 与叶子水势 ϕ (它指液态水在叶细胞中的化学能量, 与作物缺水指数或土壤水分含量有关)、光照强度 I 及作物群体结构——叶面积指数 LAI 有关, 其中 ϕ 、 I 、 L 均可通过多光谱遥感数据及相关模型来推算。至于表面温度 T_c , 可

以由热红外遥感数据经模型反演求得。模拟试验表明^[1]：由于模型中的 r_a 、 r_c 随着风速的变化而改变对蒸发的影响，因而模型的选择，应根据实际情况而定。一般说来，在大风条件下，以选用表面温度-光谱模型为宜；在小风条件下，以选用热量平衡模型为宜。

2. 二层模型 (又称双层模型)

上述的一层蒸发模型是把土壤和作物作为一个整体、一个边界层来研究其传输过程。它未考虑植被冠层和土壤表面各自的能量平衡、温度及水汽压强系统之间的区别。但当植物部分覆盖情况下，由于土壤和植物的热特性不同，能量、温度和蒸发等在土壤和植被中的分配不一，情况复杂得多。其中植被冠层对地气界面的气流来说是粗糙的，且是可穿透的面。植被的粗糙性使湍流增强，使感热和潜势的动量输送比裸露地面要强。植物叶子的水汽蒸发为生物物理过程，叶面的水汽导流率 ($g_c = 1/r_c$) 与环境状态参数 (环境温度、叶子水势、水汽压的损耗等) 有关。因此，必须依据能量平衡原理，将蒸散分为土壤蒸发和植物蒸散两部分，将土壤和植物冠层作为两个边界层，建立二层模型来研究其传输过程。

图 14.3 显示了部分植物覆盖下的土壤-植物-大气系统里热量和物质的交换。对于土壤-大气和植物-大气两个界面，共有 6 个基本要素：土壤表面温度 (T_s)、土壤表面水汽压 (e_s)、植物冠层表面温度 (T_v) 和水汽压 (e_v^*)，在热交换有效高度的空气温度 (T_b) 和水汽压 (e_b)。

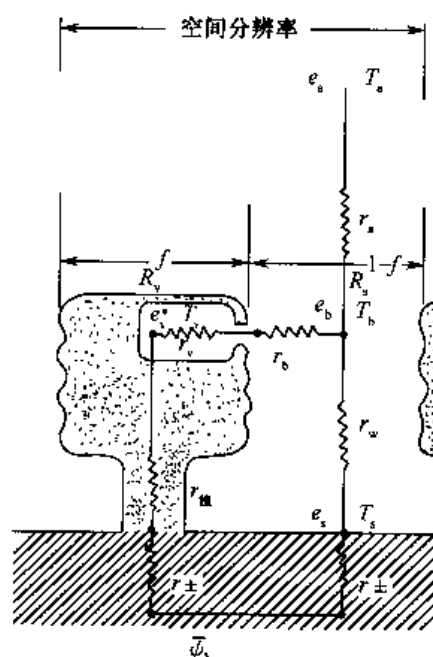


图 14.3 部分植物覆盖下的土壤-植物-大气系统^[1]

二层能量平衡模型一般都将表面净辐射 (R_n) 用 Beer 定律的方程分配给植被冠层和土壤表面。即，把表面净辐射 (R_n) 分解为植物冠层表面辐射 (R_n^v) 和土壤表面辐射 (R_n^s) 的和，并分别定义一个能量平衡方程。再用一组联立的方程模拟每一能级的热交换，解出能量平衡方程的两个最优解，一个是植被冠层的最优解，一个是土壤表面的最优解。植物冠层表面和土壤表面的热量平衡方程分别为

$$LE_v + H_v + G = R_n^v = \frac{\rho C_p (e_v^* - e_b)}{\gamma(r_v + r_b)} + \frac{\rho C_p}{r_b} (T_v - T_b) + G \quad (14.22)$$

以及

$$LE_s + H_s + G = R_n^s = \frac{\rho C_p (e_s - e_b)}{\gamma r_w} + \frac{\rho C_p}{r_b} (T_s - T_b) + G \quad (14.23)$$

$$R_n = R_n^s + R_n^v, \quad LE = LE_s + LE_v, \quad H = H_s + H_v \quad (14.24)$$

以上式中： R_n 、 R_n^s 、 R_n^v 分别为地表 (包括土壤和植物)、土壤、植物冠层表面的净辐

射通量; r_w 为土壤和空气的热汽交换阻力; r_s 为冠层表面与冠层中空气的热汽交换阻力; r_v 为水汽从叶内气孔扩散到叶子表面的阻力。式 (14.22、14.23) 的前项表潜热通量 (LE)、后项表显热通量 (H)。假设叶气孔腔内水汽是饱和的, 则冠层表面的水汽压可写成^[13]

$$e_v^* = 0.611 \exp \frac{17.27(T_v - 273.2)}{T_v - 35.86} \quad (14.25)$$

土壤表层的水汽压可写成^[14]

$$e_s = e_s^* \exp(g\psi_s/R'T_s) \quad (14.26)$$

式中: e_s^* 为温度 T_s 时土壤表面的饱和水汽压, 由式 (14.25) 计算; R' 为水汽的气体常数 $= 461 \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-2} \cdot \text{K}^{-1}$; g 为重力加速度 $= 9.8 \text{ m/s}^2$; ψ_s 为土壤水势 (m), 是一个变量。

根据能量守恒原理, 从冠层输送到冠层间空气中的热量和水汽应该等于从这冠层间空气输送到参考高度的热量、水汽。则

$$\frac{\rho C_p}{\gamma r_a} (e_b - e_a) = \frac{\rho C_p}{\gamma r_w} (e_s - e_b) + \frac{\rho C_p (e_v^* - e_b)}{\gamma (r_v + r_b)} \quad (14.27)$$

$$\frac{\rho C_p}{r_a} (T_b - T_a) = \frac{\rho C_p}{r_w} (T_s - T_b) + \frac{\rho C_p}{r_b} (T_v - T_b) \quad (14.28)$$

式中: r_a 为从冠层间的平均高度到冠层上空参考高度的水汽热量输送阻力。

Choudhury B J 等 (1988) 给出 r_b 、 r_w 的表达式为^[15]

$$r_b = \frac{50\alpha}{L \left[1 - \exp\left(\frac{-\alpha}{2}\right) \right]} \left| \frac{w}{u_h} \right|^{1/2} \quad (14.29)$$

$$r_w = \frac{h \exp(\alpha)}{ak_h} \left\{ \exp\left(-\alpha \frac{z_{0s}}{h}\right) - \exp\left[\frac{-\alpha(d+z_0)}{h}\right] \right\}$$

$$r_a = r_{a0} \varphi$$

式中: w 为叶子的宽度 (m); φ 为经验常值; u_h 为在作物高度 h 处的风速 (m/s); z_{0s} 为土壤表面粗糙度

$$u_h = 1.5u \ln[(h-d)/z_0] / \ln[(z-d)/z_0] \quad (14.30)$$

在作物高度的涡度扩散系数 K_n 为

$$K_n = 1.5K^2(h-d)u / \ln[(z-d)/z_0] \quad (14.31)$$

在中性层结下动量的阻力 r_{a0} 为

$$r_{a0} = \{ \ln[(z-d)/z_0] \}^2 / (K^2 u) \quad (14.32)$$

α 值为经验值在 0.3~3 之间变化, 一般果园为 0.5, 成熟的玉米、向日葵为 1~2, 未成熟作物 α 值取决于作物高度处的风速, $\alpha = 1.5 + 0.6u_n$, 对于适中密度的作物, 则

$$\alpha = \{ (d/h) \ln[(h-d)/z_0] \}^{-1} \quad (14.33)$$

若零平面位移高度 $d = 0.65h$, 显热交换的粗糙度 $z_0 = 0.13h$, 则 $\alpha = 2.2$ 。

由式 (14.24、14.28) 可得

$$LE = R_n - G - \frac{\rho C_p}{r_a} (T_b - T_a) \quad (14.34)$$

$$T_b = \frac{r\gamma_b r_a T_s + r_w r_a T_v + r_w r_b T_a}{r_a r_b + r_w r_a + r_w + r_b} \quad (14.35)$$

从以上一系列公式（式 14.22~14.35）可知，通过定量遥感可以反演下垫面表面温度（ T_s 、 T_v ）以及由植被结构、密度、光学性质所决定的地表反照率 α 、粗糙度 z_0 ，植被冠层表面阻力 r_v ，植物参数（如叶面指数 LAI、植被覆盖度 f ）等；再加上地面观测的参考高度的温度和湿度等，便可以求出各种关键参数、阻力、土壤或植物冠层表面的净辐射通量等，从而运用二层蒸发模型，推算出潜热通量，即界面的蒸发量。

对于潜热通量（蒸发）的计算，目前有多种模型方法，如总体动力学法、Penman-Monteith 法、Priestly-Taylor 法、Shuttleworth-Wallace 法等。后几种方法既考虑了地表的能量收支平衡（辐射项），又考虑了表层大气的动力学过程（空气动力项）。应该说，它们比仅考虑空气动力学原理的总体动力学法（湍流过程等）更接近实际，但参数更多，计算结果的精度很大程度上受到这些参数取值的制约。

14.1.5 应用实例

1. 区域蒸发量估算

区域蒸发量估算包括土壤蒸发及植物蒸腾两部分。它是土壤-植物-大气系统中一项非常重要的能量、物质的转换和输送过程。它既是地表热量平衡的分量，又是水量平衡的分量。蒸发过程伴随着能量吸收和释放，因此地表蒸发量有机地结合了热量平衡方程与质量守恒方程。蒸发的强弱与植物 CO_2 的吸收、释放（光合作用），与植物干物质积累和产量，与作物估产、农业旱灾、水资源的合理利用等密切相关。因此蒸发是气候和自然环境形成和变迁中的活跃因素^[1]。

遥感研究蒸发，主要基于地表的热量平衡与水分平衡，运用遥感技术方法提取土壤-植物-大气界面的能量信息。如用多时相热红外遥感提取土壤-植物的温度和水分状况信息，用多光谱、多角度遥感，提取下垫面几何结构的信息等。再结合地面气象台站的有关资料，使遥感区域蒸发量的估算精度高于常规方法。

遥感区域蒸发量的估算，可有以下步骤^[1]（参见图 14.4）。

1) 求算地表反照率（ α ）

利用可见光-近红外波段的多光谱遥感数据（图像灰度值 DN），结合地面样点地物反照率的同步测量，建立遥感数据与地面信息之间的相关关系式（经验关系式或理论模型），以推算地表反照率。

2) 求算地表短波吸收辐射 [$Q(1-\alpha)$]

(1) 利用地面仪器测量或直接查找辐射台站的太阳直射辐射表和天空辐射表，以推算入射到地面的太阳入射辐射（ Q ）；

(2) 由以上所得的 Q 、 α 求算地表反射辐射（ Q_α ）；

(3) 得地表短波吸收辐射（ $Q - Q_\alpha$ ）。

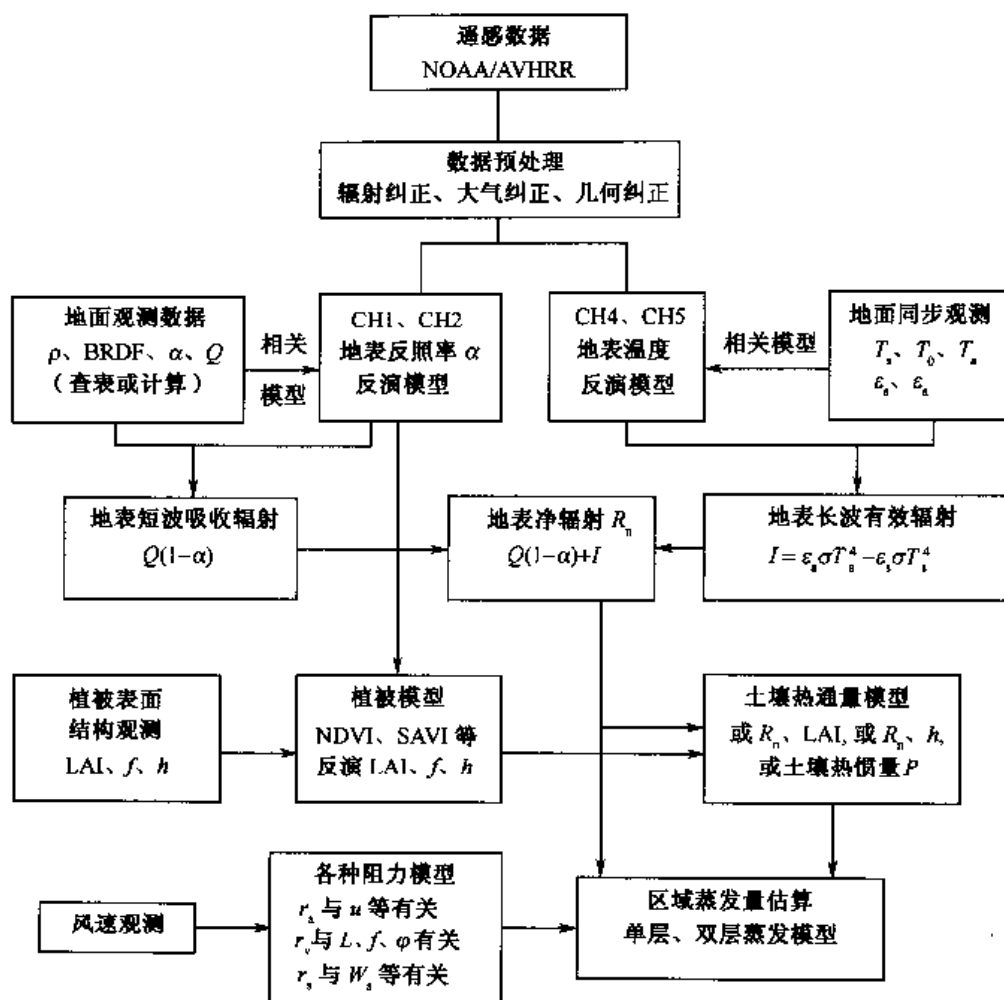


图 14.4 遥感区域蒸发量的估算

3) 求算地表温度 (辐射温度 T_s , 真实温度 T_0)

- (1) 热红外遥感数据的预处理, 包括辐射校正、大气校正、几何校正;
- (2) 用红外测温仪、红外辐射扫描仪等进行地面样点地物辐射温度的同步测量;
- (3) 建立热红外遥感数据 (图像灰度值 DN) 与地面同步测量值, 两者之间的线性回归方程, 以推算地表辐射温度 (T_s);
- (4) 地面测量典型地类的比辐射率 (ϵ_s);
- (5) 地表真实温度的反演 (参看第 4 章有关内容)。

4) 求算地表长波有效辐射 (I)

- (1) 利用红外测温仪对着天空“多角度”直接测量所得的天空温度 (T_a), 求算来自大气的长波辐射, 即式 (14.2) $R_L \downarrow = \epsilon_a \sigma T_a^4$;
- (2) 由以上所得的 T_s 、 ϵ_s , 求算地表发射辐射, 即式 (14.2) $R_L \uparrow = \epsilon_s \sigma T_s^4$;
- (3) 得地表长波有效辐射 ($R_L \downarrow - R_L \uparrow$), 为负数。

5) 求算地表净辐射通量 (R_n)

以上②+④, 即式 (14.4) $R_n = Q(1 - \alpha) + I$ 。

6) 求算叶面积指数 (L), 及植被覆盖度 (f), 作物高度 (h)

(1) 运用可见光-近红外遥感数据, 主要是可见光红波段和近红外波段数据所组成的植被指数, 如 NDVI、RVI、SAVI 等;

(2) 地面同步测量植物的叶面积指数 L 、植被覆盖度 f 、作物高度 h ;

(3) 建立遥感植被指数与地面样点 L 、 f 、 h 之间的相应模型, 以便通过遥感所得的植被指数直接反演叶面积指数、植被覆盖度及作物高度。作物高度 h , 也可通过双向反射模型等反演。

7) 求算土壤热通量 (G)

(1) 从土壤热通量 (G) 与净辐射 (R_n) 及植被参数 (LAI 、 f 、 h) 的相关性入手, 需要地面点同步测量的配合, 参看公式 (14.6)、(14.8);

(2) 从遥感热惯量法入手。

8) 求算空气动力学阻力 (r_a) 与表面阻力 (r_c)

(1) 地面测风速 (u), 可以推算空气动力学阻力 (r_a), 参看公式 (14.11 ~ 14.12);

(2) 通过叶面积指数 L 、植被覆盖度 f 和叶子的水势 φ 或地面干湿的标定资料, 参看公式 (14.18~14.20)。

9) 区域蒸发量估算

将以上数据代入一层或二层蒸发模型 (参看公式 14.13~14.24) 则可估算区域蒸发量, 以及研究其空间分布规律。

许多研究表明, 陆面蒸发是陆地降水的重要来源, 而蒸发的大小与土壤湿度密切相关。土壤湿度增加, 能导致降水加大, 地面空气增湿降温, 气压升高^[16]。根据大气环流模式对撒哈拉沙漠反照率变化的研究表明: 地面反照率的增加能导致地面蒸发减少和降水减少^[17]。

徐兴奎、田国良^[2] (2000) 根据下垫面的不同特点选用不同的蒸散模型, 进行了全国地表蒸散的估算 (图 14.5)。

2. 城市/乡村地表能量平衡的遥感定量分析

随着城市化进程, 人类对地球环境, 特别是局地环境的影响越来越大。研究城乡地区地气相互作用界面的复杂气候过程, 人们常从地表能量平衡出发, 用一个边界层数值模型来模拟或表达。这需要准确地输入表面温度和辐射特性等地表生物物理参数。尽管此类数值模型不断改进, 但由于难以准确地模拟复杂地表的湍流热通量和长波辐射过程, 便直接影响到对冠层水分条件的参数化, 从而影响到对冠层温度和蒸散的模拟。

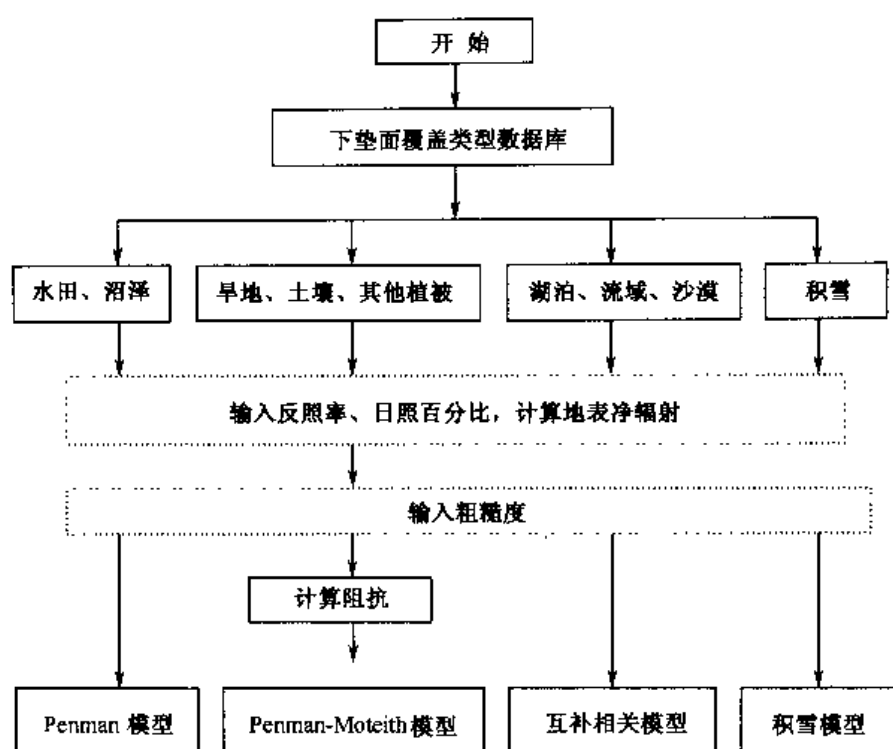


图 14.5 中国地表蒸散计算框图^[2]

杨立明 (2000) 利用 NOAA 气象卫星 AVHRR 数据和地表微气象观测数据的结合, 反演地表生物物理参数 (地表反照率、地表辐射温度、地表蒸散等), 并代入以地表能量交换为基础的边界层气候模型中, 以改善地表过程的模拟。这种遥感与地面数据的结合, 为研究各种空间尺度和时间尺度的边界层气候提供可能。研究区选在美国中西部内布拉斯加州的 Omata 和林肯市及周边地区 (面积约 1 万 km²)。区内地形起伏小, 土地利用/土地覆盖类型多样, 是研究地表能量交换的较理想场所。具体做法如下^[18]:

1) 数据的采集及预处理

(1) 遥感数据: 选用 1990 年 3~11 月的 NOAA/AVHRR 白天的图像数据, 经辐射纠正、大气纠正、几何纠正、投影变换等预处理。

(2) 气象数据: 选用内布拉斯加州 38 个气象站点 1990 年生长季节的微气象数据。包括: 每小时观测的最高、最低气温, 风速、风向, 相对湿度、太阳辐射、土壤温度、日降水量以及各种土地覆盖类型的潜在蒸散和实际蒸散等。

(3) 土地利用/土地覆盖数据: 根据 1990 年 AVHRR 的归一化植被指数 NDVI 和其他辅助数据所得的土地利用/土地覆盖 (LU/LC) 数据, 经归并所得的城市建筑区、居民区、工业区、耕地、草地、耕地/草地混合区、耕地/林地混合区、沿岸林地、森林地等 9 种土地利用/土地覆盖类型。

2) 地表生物物理参数反演

(1) 地表辐射温度 (T_R)

AVHRR 遥感器接收的辐射能量 E , 与其热红外通道的数值 (DN) 之间的关系 (即辐射定标) 可表示为

$$E = a + b(\text{DN}) \quad (14.36)$$

式中: a 为经验常数; b 为遥感器增益系数。

依据普朗克 (Planck) 辐射方程, 可将遥感器接收的辐射能量 E 转换为亮度温度 (同辐射能量的黑体温度) T'_b , 表示为

$$T'_b = \frac{c_2 v}{\ln(1 + c_1 v^3/E)} \quad (14.37)$$

式中: v 为 AVHRR 热红外通道 (CH4·CH5) 的中心波数 (cm^{-1}); c_1 、 c_2 为常数。

通过 McClain 等 (1983) 的分裂窗口算法, 可由 T'_b 得经大气纠正后的表面亮度温度 T_b (黑体温度) 为

$$T_b = 1.035 T'_{b4} + 0.3046(T'_{b4} - T'_{b5}) - 283.934 \quad (14.38)$$

式中: T'_{b4} 、 T'_{b5} 分别为 AVHRR 第 4、5 通道定标后的黑体温度。

地表辐射温度 T_R 与黑体温度 T_b 的关系为:

$$\sigma \epsilon T_R^4 = \sigma T_b^4; \quad T_R = \epsilon^{1/4} T_b$$

式中: ϵ 为地表发射率 (从数据库或测量获取); σ 为斯特藩-波耳兹曼常数。

(2) 地表反照率 (α_s)

大气顶层 (TOA) 的宽波段 ($0.4 \sim 1.1 \mu\text{m}$) 地球反照率 (planetary albedo) α 。可从定标后的 AVHRR 第 1、2 通道反射率 R_1 、 R_2 按一定比例组成, 近似求得

$$\alpha = 2.7872 + 0.4889R_1 + 0.4605R_2$$

依据 Koepke (1989) 算法, 可将 α 转换为相应的地表反照率 α_s 。

$$\alpha_s = m\alpha + n \quad (14.39)$$

式中: m 为大气光程中水汽含量、 O_3 含量的函数; n 为大气光程, 这里选用中纬度夏季的标准大气条件 (则 m 、 n 已知)。

(3) 潜在蒸散 (ET_p) 与实际蒸散 (ET)

选用彭曼 (Penman) 模型计算潜在蒸散 ET_p , 表示为:

$$\rho_w L_v \text{ET}_p = [\Delta(R_n - G) + \gamma f(v)(e^* - e_a)]/(\Delta + \gamma) \quad (14.40)$$

式中: R_n 为全波段净辐射; G 为土壤热通量; $f(v)$ 为风函数 (风速、风向); ρ_w 为固态水密度; L_v 为蒸发潜热 (汽化潜热); e^* 为空气饱和水汽压; e_a 为空气实际水汽压; Δ 为饱和水汽压/温度 (曲线) 的斜率 (在平均空气和地表温度下); γ 为干湿球常数。

实际蒸散 ET 为

$$\text{ET} = \text{ET}_p K(c_i) \quad (14.41)$$

式中: $K(c_i)$ 是植被类型及生长阶段的函数, 该作物系数由气候中心提供 (由野外实际观测的 ET_p 、ET 及生长阶段得到)。

3) 地表能量平衡模型分析

(1) 模型描述

选用 Carlson 一维边界层气候模型, 它由 4 层组成, 至下而上的分别为: ① 具有热均匀性的地面层; ② 辐射、传导、湍流交换共存的大气过渡层 (贴地面层); ③ 热通量、水汽通量随高度保持不变 (假设) 的表面层 (近地面层); ④ 混合层, 其高度依赖于下方的表面层作用。

表面层的能量平衡方程为

$$R_n = G + H + LE$$

R_n 为表面层全波段净辐射, H 为感热通量、 LE 为潜热通量、 G 为地面热通量, 方程中各分量, 又可分别表示为

$$\begin{aligned} R_n &= R \downarrow (1 - \alpha_s) - \epsilon_s \sigma T_0^4 + \epsilon_a \sigma T_a^4 \\ H &= -c_n \frac{\partial \theta}{\partial z} - \rho c_p K_n \frac{\partial \theta}{\partial z} \\ LE &= -(\rho L_v / I_q) SMA [q_{0s}(T_0) - q_a] \\ SMA &= ET / ET_p \end{aligned} \quad (14.42)$$

式中: $R \downarrow$ 为太阳辐射 (直射光和漫射光); T_0 为地表温度, T_a 为表面层顶部的空气温度, ϵ_s 为空气发射率; θ 为潜在温度, c_n 为热交换系数; K_n 为热湍流扩散率; c_p 为空气定压比热, ρ 为空气密度, q_{0s} 为饱和比湿, q_a 为空气比湿, I_q 为水汽阻力系数, SMA 为表面水分利用率 (surface moisture availability), 在模型中用以表示当温度 T_0 时饱和表面的最大可能蒸发速率, 与表面水饱和度有关, 一天中 SMA 为常数。

(2) 表面水分利用率 (SMA) 的参数化

表面水分利用率 (SMA) 是模拟地表能量平衡组分的关键参数。考虑到对区域实际蒸散 ET 的模拟, 必须计算 SMA 的时空变量。因此, 通过遥感植被指数 $NDVI$ 与所测的地表微气象数据的联系使 SMA 参数化。

在太阳能与土壤养分充分供给的条件下, 植物光合作用和生物量主要由植物水分利用率控制。当植物受水分胁迫 (stress)、叶孔封闭的情况下, 植被生物量积累速率降低。此时植物水分利用率和生物量与植物光谱响应密切相关, 因此, 可以借助植物光谱所得的植被指数来推断植物冠层 SMA (或蒸散)。

通过耕地、草地的 SMA 与 $NDVI$ 的大量采集和线性回归分析, 确认两者关系密切 (γ^2 在 0.81~0.93 之间)。但 SMA 的变化, 滞后于 $NDVI$ 的变化 (时间滞后约 4 周)。由于不同生长期、不同植物类别对水分需求存在差异, 回归系数也会变化, 因此对所测的 “ SMA 与 $NDVI$ 数据对” 进行了地类的适当归并, 这样其 r^2 大于 0.90。用遥感参数 $NDVI$ 来参数化 SMA 将利于计算图像中每个像素的 SMA 。

(3) 模型计算

输入模型参数, 包括遥感所得的地表反照率 α_s 、 SMA 、土地利用/土地覆盖类型 (LU/LC), 以及表面粗糙度 (z_0)、热惯量 (T_1)、田间持水量 (查表)、边界层大气条件参数, 如气温 T_a 、气压 e , 风速、风向 $f(v)$, 太阳辐射 (θ) 等。其中一部分输入值被假定为空间不变或仅依赖土地类型变化, 则被分类输入模型; 另一部分输入数据时空变化显著, 必须被指定到像素尺度。模型的初始值和边界参数输入后, 则进行上述边界层气候模型像素对像素的迭代计算, 最终输出净辐射 R_n 、地表温度 T (有别于潜热反演的 T_R)、潜热通量 L_e 、显热能量 H 等数据和相应的图像。

(4) 模型评估

对于模型所得的和卫星数据反演的表面温度和净辐射值,通过统计法的均方根误差(RMSE)和 d 指数法,来评估模型在像素尺度的优劣。其中 d 指数反映观测变量被模型变量准确模拟的程度,被定义为

$$d = 1 - \left\{ \sum_{i=1}^n (P_i - O_i)^2 / \sum_{i=1}^n [|P'_i| + |O'_i|]^2 \right\} \quad (14.43)$$

式中: P_i 和 O_i 分别为 i 像元的预测值和观测值; $P'_i = P_i - O$, $O'_i = O_i - O$, 其中 O 为平均观测值。

通过模型计算模拟的表面温度 T 与遥感定标后的地表辐射温度 T_R , 两者空间分布相似, 数值上差异在 $\pm 0.1 \sim 2.4\text{K}$ 之间。城市热岛的强度与范围被较好地模拟, 工业区与建筑区的模拟值优于卫星观测值。这些差异可能是由于高估了 SMA 或气象卫星空间分辨率等多种因素造成的。

研究表明: 利用多时相、多波段的遥感数据和辅助数据结合, 反演地表生物物理参数引入边界层气候模型, 扩展时空尺度, 可以改善对地表能量平衡过程的模拟。

§ 14.2 土壤水分遥感研究

土壤水分(即土壤湿度、土壤含水量), 作为陆面水资源形成、转化、消耗过程研究中的基本参数, 是联系地表水与地下水的纽带, 也是研究地表能量交换的基本要素, 并对气候变化起着非常重要的作用。土壤水分的变化能影响其本身的水热过程, 使地表参数发生变化, 如地表反照率、土壤热容量、地表蒸发和植被生长状况等。这就导致地表能量、水分的再分配, 并通过改变地表向大气输送的显热、潜热和长波辐射通量, 影响到气候变化; 气候变化又能引起土壤含水量的变化。两者相互作用, 其中包涵复杂的反馈过程。此外, 土壤水分作为陆面生态系统水循环的重要组成, 是植物生长发育的基本条件, 也是研究植物水分胁迫、进行作物旱情监测的最基本因子。

土壤水分遥感取决于土壤表面发射或反射的电磁辐射能的测量。而土壤水分的电磁辐射强度的变化取决于其反射率、发射率、电介特性、温度等。土壤水分特性在不同波段有不同的反应, 人们可以依据土壤的物理特性和辐射理论, 利用可见光-近红外(VIS-NIR) — 热红外(TIR) — 微波(NW) 不同波段遥感资料、研究方法以及与环境因素(地貌、植被等)的相关分析, 来监测土壤水分。其中, 可见光-近红外方法主要依赖于地物的反射光谱特性。由于影响地物光谱的因素很多, 如表面粗糙度、土壤结构、有机质含量等, 因此借助于地物反射光谱差异来估算土壤水分, 在精度上受到限制。当然, 随着高光谱遥感数据的应用, 可见光-近红外法估算土壤水分的精度会有所提高。

目前, 人们多从热红外与微波遥感入手监测土壤水分, 依据土壤水分平衡及热量平衡的原理, 通过地表热通量方程及地表能量平衡边界条件, 从遥感成像机理出发, 运用热红外遥感的土壤热惯量、植物蒸散、作物缺水指数等方法, 以及微波遥感的土壤辐射亮温、土壤介电常数与土壤水分的关系等, 建立遥感数据与地面测量值间的经验-半经验统计回归模型、数值模拟方程(如水热耦合传输方程)等, 并借助 GIS 的支持, 通

过引入辅助参数,以提高遥感土壤水分、旱情监测的精度和时效。随着土壤-植被-大气系统 (SPAC——Soil-Plant-Atmosphere Continuum) 的研究,以及 SPAC 模拟扩展到地下水 (GSPAC) 的模拟,遥感土壤水分研究有了很大的发展。尽管研究有不少的突破,然而土壤水分遥感一直是遥感的难点,尚待进一步攻克。

14.2.1 可见光-红外遥感监测土壤水分

可见光-红外方法,主要利用土壤及土壤上覆植被的光谱反射特性来估算土壤水分。干燥土壤的反射率较高,而同类的湿润土壤在各波段的反射率相应下降,它们反映了土壤表面干湿程度。土壤水分也一定程度地影响到植被冠层的光谱。当光照、温度条件变化不大时,植被生长状况主要与水分有关。而植被胁迫状况(即缺水状况)可以通过不同的遥感植被指数来表征。因此可以通过植被指数法(如距平植被指数等)间接估算土壤水分。如通过多年遥感资料的积累,计算出常年旬平均植被指数与当年旬植被指数的差异,用“距平植被指数”来判断当年植被(作物)长势和旱灾程度。旬距平植被指数 ATNDVI 被定义为^[19]

$$ATNDVI = (TNDVI - \overline{TNDVI}) \quad (14.44)$$

$$TNDVI = \max[NDVI(t)] \quad t = 1, 2, 3, \dots, 10$$

\overline{TNDVI} 为同旬各年的归一化植被指数平均值; t 代表天数; $NDVI(t)$ 是第 t 天的植被指数值; $TNDVI$ 为当年该旬的植被指数,也是 10 天内最大的 $NDVI$ 值。

Kogan (1997)^[20] 基于多年 NOAA/AVHRR 数据集,运用植被状态指数 VCI、温度状态指数 TCI,以及 CH4 推导的温度,提出了用于监测与水和温度有关的植被胁迫时的两个指标 VCI-TCI、 VCI/T_4 。其中 VCI 反映了植被在不同年份间的生长波动情况,被定义为

$$VCI = 100(NDVI - NDVI_{\min}) / (NDVI_{\max} - NDVI_{\min}) \quad (14.45)$$

温度状态指数 TCI 反映了植被对温度的两种相反响应,被定义为

$$TCI = 100(T - T_{\min}) / (T_{\max} - T_{\min}) \quad (14.46)$$

式中: $NDVI$ 、 $NDVI_{\max}$ 、 $NDVI_{\min}$ 分别是经平滑的当周、多年绝对最大、多年绝对最小的归一化植被指数; T 、 T_{\max} 、 T_{\min} 是由 4 通道推导出的,经平滑的当周、多年绝对最大、多年绝对最小的亮度温度 (T_B)。

VCI-TCI 为接近于 $NDVI$ 和 T_B 的天气影响分量,其值从 0 变化到 100,反映了植被生长从最差到最好的变化。此外也可用另一个指标 (VCI/T_4),来表达土壤缺水对植被胁迫的近似作用。

在干旱-半干旱地区,土壤水分对植被生长起决定性控制作用。一般说来,在同等条件下,土壤水分供应条件好,则植物生长状态好,植物蒸腾作用强,冠层表面和土壤表面温度降低。也就是说,土壤水分与植被指数之间呈正相关,而与表面温度之间呈负相关。因此,可以利用植被指数、冠层与土壤表面温度、土壤与植被水分状况三者之间的相互关系,建立各种相关指标,以进行土壤水分的遥感监测。显然,运用上述这些指标 (VCI、TCI、VCI-TCI、 VCI/T_4 等) 可以对全球或区域尺度的干旱和植被胁迫进行有效的监测。但它们用的是多年遥感数据的统计值,且忽略了植被月、旬、季节的变

化, 故一定程度上限制了它在遥感估算土壤水分中的应用。

张仁华^[1]将表面温度归一化处理, 得“相对温差模型”: $K(T_{\max} - T_{\min}) / (T_{\max} + T_{\min})$, 其中, K 是系数, 它与天气类型 (风速、太阳辐射、空气湿度、温度)、季节、土壤类型等有关; $(T_{\max} - T_{\min})$ 较好地反映土壤热通量 G ; 而 $(T_{\max} + T_{\min})$ 较好地表达了土壤热量收入。土壤表面温度归一化处理能中和掉一些不可测因素, 是一种表达土壤含水量信息的遥感指标。Ramakrishna Nemani 等用 T_s / NDVI 的斜率 (Slope) 与作物水分指数 (CMI) 建立线性方程来反演土壤水分; 陈怀亮 (1998) 考虑到地表温度和植被对土壤水分影响较大, 用归一化植被指数 NDVI 和 AVHRR 4 通道亮温直接与土壤水分建立回归方程; 同时考虑到 2 通道对地表的反射特性比较敏感, 在地表特征不均匀的情况下, 2 通道的反射率会对回归效果产生影响, 于是又引入了 2 通道的资料, 建立如下方程^[21]:

$$W = a \times \frac{1}{\text{CH4}} + b \times \ln(\text{NDVI}) + c \times (\text{CH2}) + d \quad (14.47)$$

式中: CH2 为 2 通道反射率; CH4 为 4 通道亮温; NDVI 为归一化植被指数; a 、 b 、 c 、 d 为回归系数。

14.2.2 微波遥感监测土壤水分

微波遥感全天时、全天候、多极化、高分辨率、穿透性及对水分含量的敏感反应等优势, 是目前监测土壤水分的一种很有效的手段。微波遥感监测土壤水分的物理基础是土壤的介电特征和它与土壤的含水量有密切关系, 可分主动和被动微波遥感两种。

1. 被动微波

被动微波监测土壤水分, 主要依赖于用微波辐射计对土壤本身的微波发射或亮度温度进行测量。在微波波段, 土壤的比辐射率从湿土的 0.6 (30% 体积土壤湿度) 到干土的 0.9 (8%) 之间变化^[22], 利于土壤湿度的反演。国内外学者围绕微波亮度温度与土壤湿度 (W)、田间持水能力 (FC)、前期降雨指数 (API) 之间的关系, 以及相关的影响因子 (植被盖层、地表粗糙度、土壤纹理结构、土壤分层等) 进行了大量的理论和实验研究。研究表明: 微波辐射测量土壤湿度的有效采样深度约为 2~5cm, 且选择较长波段更为有利。Schmugde 等 (1986) 研究认为, L 波段 (波长 21cm) 对土壤水分研究最佳。若在运用 L 波段被动微波资料监测土壤水分的同时, 用可见光和近红外信息来估算植被盖度, 用主动微波估算表面粗糙度, 则可取得更好的效果。

被动微波辐射信息包含土壤湿度与植物水分含量信息。M. Christian (1990) 通过对大麦整个生育期的 5 个波段的微波亮度进行野外测量, 结果表明: 低频波段对植物水分含量敏感, 而高频波段则随植物生育过程的发展变化剧烈; 微波波段的极化行为与叶茎大小和取向相关^[23]。

金亚秋 (1998)^[24]运用星载微波 SSM/I 的 7 个通道辐射亮温数据研究中国东北、华北农田的土壤水分, 提出用微波数据生成的散射指数与极化指数来分析农田微波辐射特征及其随季节的变化, 它可以被用来监测农作物生长和平原土壤湿度变化。

2. 主动微波

土壤的介电特性和它的水分含量间有密切关系,即水和干土间的介电常数相差很大——水的介电常数约 80dB,而干沙土 ϵ 仅 2~5dB;随着物体含水量的增加,其介电常数几乎呈线性增加,可产生 20~80dB 的变化;土壤水分含量不同、介电特性不同、回波信号不一(见图 14.6)。许多国内外学者对雷达后向散射系数和土壤水分的关系进行系统研究,如 A. Weimann 等 (1998)^[26]通过 ERS-1 的 SAR 图像与地面土壤水分实测



图 14.6 雷达监测农田土壤水分^[25]
(星载 SAR-C 波段)

值的对比分析,发现在一定条件下,土壤含水量与雷达后向散射系数间呈线性关系。由于通过遥感与实测数据的线性回归,所建立起的后向散射系数与土壤含水量的经验关系模型虽然简单,但物理意义不够明确、公式不具普遍适用性。于是人们进一步根据土壤后向散射系数依赖于土壤介电常数,而土壤介电常数与土壤水分间密切相关的这一事实,通过而散射理论模型与介电常数模型,从理论上建立后向散射系数与土壤水分之间的定量关系。同时考虑到土壤表面的后向散

射信号,除了与土壤水分含量有关外,还与土壤表面粗糙度、介电特性、土壤物理特性(结构、成分等)相关,进一步探讨土壤的介电特性、土壤性状(粗糙度、质地)及植被对散射的影响,研究后向散射系数、极化方式与土壤水分、土壤粗糙度、植被覆盖度之间的定量关系,并发展了相关后向散射和发射模型。研究表明,C 波段(约 5GHz)、入射角 10°~20°的雷达系统,估计 0~5cm 层的土壤水分可达较好精度,且 HV 极化比 HH 极化效果更好。

田国良等 (1990)^[27]讨论了 X 波段(约 3cm 波长)微波散射计对 20 块裸地的不同极化方式,及后向散射系数随入射角的变化与土壤水分的关系,指出对于监测土壤水分、交叉极化要比同极化好;而 HV 极化在 48°入射角时,相关系数最高;后向散射系数与地表粗糙度存在着函数关系;并利用 X 波段机载合成孔径雷达水平极化(HH)图像进行河南省封丘县麦田土壤含水量监测,可分出 8 个不同土壤水分等级。

微波遥感监测土壤水分精度较高,且具有全天候、高分辨率的特点,但目前微波遥感数据源的获得尚不畅通,以及考虑到微波监测土壤水分中,受到表面粗糙度、表面坡度、植被等环境因素的干扰,因此采用多种遥感方法的综合更为合适与有效。

14.2.3 热红外遥感监测土壤水分

热红外遥感监测土壤水分依赖于土壤表面发射率与表面温度。图 14.7 显示某一农作区的航空热扫描(晚间 9 点)图像。图右上角暗黑色方块为金属材料屋顶的农舍,其上方规则形状的浅灰色为牛圈,图中深浅花斑状有表征土壤湿度差异所造成的温度差异。湿地因水分蒸发的冷却效应呈暗灰色。

热红外遥感监测土壤水分一般采用两种方法：热惯量法与植物蒸散法。分别加以论述。

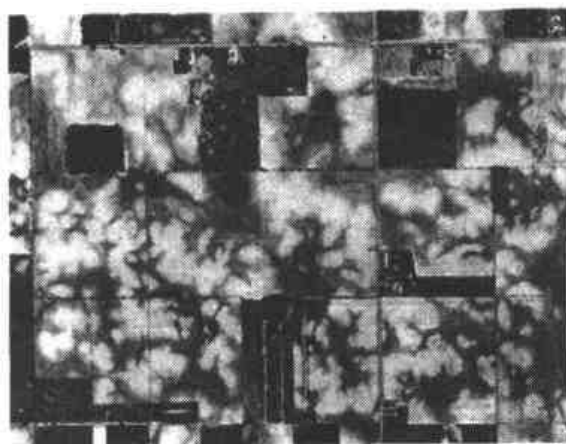


图 14.7 航空热扫描图像监测土壤水

1. 裸土或低覆盖区的土壤水分研究——热惯量法

在第 4 章“热红外遥感”中，曾经提到过热惯量的概念。热惯量是量度物质热惰性大小的物理量。它是物质热特性的一种综合量度，反映了物质与周围环境能量交换的能力，即反映物质阻止热变化的能力。在自然条件下，由于多种环境因素的影响，不同物质的热惯量存在很大差异，这种差异对该物质的温度变幅起决定作用。热惯量 P 被定义为

$$P = [K\rho c]^{1/2} \quad (14.48)$$

式中： K 为热传导率——指热通过物体的速率 ($\text{J} \cdot \text{cm}^{-1} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{K}^{-1}$)； c 为物质比热容——指物质储存热的能力 ($\text{J} \cdot \text{g}^{-1} \cdot \text{K}^{-1}$)； ρ 为物质密度 ($\text{g} \cdot \text{cm}^{-3}$)。

对大多数物质而言，热惯量 P 是随着物质热传导率 K 、比热容 c 和物质密度 ρ 的增加而增加。由于土壤密度、热传导率、热容量等特性的变化在一定条件下主要取决于土壤含水量的变化，因此土壤热惯量与土壤含水量之间存在一定的相关性。土壤的热传导率、热容量随土壤含水量的增加而增大，土壤热惯量 P 也随着土壤含水量的增加而增大。此外，土壤表面温度的日变化幅度（日变幅）是由土壤内外因素所决定的。其内部因素主要指反映土壤传热能力的热导率 (K) 和反映土壤储热能力的热容量 (c)；外部因素主要指太阳辐射、空气温度、相对湿度、云、雾、风等，所引起的地表热平衡。其中，土壤湿度强烈控制着土壤温度的日变幅（日较差），土壤表层昼夜日温差随土壤含水量的增加而减小。而土壤温度日较差可以通过卫星遥感数据获得。因此，对于裸土或低植被覆盖区，可以用遥感热惯量法来研究和监测土壤水分。这里的关键在于必须建立卫星遥感数据与土壤热惯量的关系模型、土壤热惯量与土壤水分含量的关系模型、以及土壤表层水分含量与一定深度土壤水分含量的数值模拟模型。

根据地表热量平衡方程和热传导方程，人们研究建立了各种热惯量模式。这些模式除了考虑太阳辐射、大气吸收和辐射、土壤热辐射和热传导等效应外，还考虑到蒸发和凝结、地气间对热流交换等效应，因而所需的参数较多，计算较为复杂。一般情况下，

地表热惯量可以近似表示为地面温度的线性函数。地表热惯量可以通过对土壤反照率和反映周日温度变化的日最大、最小温度的测量来获得。Price (1977、1985) 在地表能量平衡方程的基础上, 简化潜热蒸发(散)形式, 引入地表综合参数 B 的概念, 通过对热惯量法及热惯量的遥感成像机理的系统研究, 提出以下热模型^[28]

$$T_{\text{午后}} - T_{\text{夜间}} = \frac{2S\tau C_1(1-A)}{\omega P^2 + B^2 + \sqrt{\omega}PB} \quad (14.49)$$

式中: P 为地表热惯量 ($\text{J} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{s}^{-\frac{1}{2}} \cdot \text{K}^{-1}$); A 为土壤反照率; $T_{\text{午后}}$, $T_{\text{夜间}}$ 分别表示午后 (13:30) 和夜间 (2:30) 时的地表温度 (K), $T_{\text{午后}} - T_{\text{夜间}} = \Delta T$ 为昼夜温差; S 为太阳常数 ($1.37 \times 10^3 \text{ J} \cdot \text{m}^{-2}$); τ 为大气透过率 (假设约为 0.75); C_1 为太阳赤纬 (δ) 和当地纬度 (φ) 的函数; $C_1 = 1/\pi [\sin\delta \cos\varphi (1 - \text{tg}^2\delta \text{tg}^2\varphi)^{1/2} + \arccos(-\text{tg}\delta \text{tg}\varphi) \cos\delta \cos\varphi]$; ω 为地球自转频率; B 为表征土壤发射率、空气比湿、土壤比湿等天气与地面实况的地表综合参数, 可由地面实测数据得到。

根据式 (14.49), 可得到热惯量的近似方程

$$P = 2S\tau C_1(1-A)/[\sqrt{\omega}(T_{\text{午后}} - T_{\text{夜间}})] - 0.9B/\sqrt{\omega} \quad (14.50)$$

式中: $S\tau C_1$ 为入射到达地面的太阳总辐射量, 可用 Q 表示。而对于一般均匀的大气条件、平坦的地表来说, 大气透过率 τ 和大气-土壤界面的综合因子 B 均可认为是常数, 则式 (14.50) 可简化为

$$P = 2Q(1-A)/\Delta T \quad (14.51)$$

式中的 $Q(1-A)$ 表征地表对太阳辐射的净收入 R_n 。若不考虑测地的纬度、太阳偏角、日照时数、日地距离, 而只考虑反照率和温差, 则上式又可简化为

$$P = (1-A)/\Delta T \quad (14.52)$$

可见, $(1-A)/\Delta T$ 值惟一由地物的热惯量 P 的相对大小所决定。即 $(1-A)/\Delta T$ 值大, P 也大; 反之, P 就小。若不同物体 $(1-A)$ 相同, 即吸收太阳能相同, 则热惯量 (P) 大的物体, 昼夜温差小; 反之 P 小的物体, ΔT 大。可见, 热惯量是决定地物日温差大小的物理量。

以上推导表明, 地表热惯量的计算关键在于获得地表反照率和多时相温度差。也就是利用多时相、多波段遥感数据的特点, 通过多波段遥感的反射值反演地表反照率 A , 通过多时相热红外波段的发射值反演昼夜温差 $T_{\text{午后}} - T_{\text{夜间}} = \Delta T$, 以计算地表热惯量; 再利用热惯量与土壤水分的关系, 以及利用多波段遥感数据所获得的土壤质地等信息, 来估算大面积的土壤水分。此方法简便易行, 被广泛应用于裸土或低植被覆盖区的土壤水分研究。

遥感热惯量法主要包括以下 4 个方面内容 (以 NOAA/AVHRR 数据为例):

1) 反照率 (A) 计算 (全波段地表反照率)

地表反照率应是全波段、半球视场的反射比, 而遥感所得的是非连续、多波段、窄视场的各波段的反射系数。全波段指波长 $0 \rightarrow \infty$ (主指 $0.15 \sim 4\mu\text{m}$)。但由于太阳能主要集中在 $0.31 \sim 1.5\mu\text{m}$ 很窄的波段。因而可以通过可见光与近红外波段的反射率来近似替代全波段反照率。两者之间的关系, 可通过野外实测数据来建立回归方程。即

$$A = a\rho_R + b\rho_{\text{NIR}} \quad (a, b \text{ 为权重系数}) \quad (14.53)$$

一般是在作物生长期中,通过对不同覆盖度作物的反照率实地测量,建立起实测反照率与遥感数据(如 NOAA-AVHRR/CH1、CH2 反射率)之间的关系——线性相关方程,以推算地面反照率。如田国良等^[29]对于河南中部地区,用 NOAA-AVHRR CH1 (0.58~0.68 μm)、CH2 (0.725~1.10 μm), 求算地表反照率,采用以下公式:

$$A = 0.423\text{CH1} + 0.577\text{CH2}$$

当然,若考虑自然界的非朗伯体效应,地表反照率的反演要复杂得多,它需要将可见光—短波红外波段的反射率转换成 BRDF 方向反射率,再反演地表的全波段半球反照率,具体方法可参看书中“定量遥感”章节中的有关内容。

2) 地表昼夜温差 (ΔT) 计算 (实际温度的昼夜温差)

遥感图像上直接得到的是辐射亮度温度 (即表观温度),一般得将辐射温度 (T_b) 反演成实际温度 (T)。这里涉及到复杂的比辐射率 ϵ 的问题。

根据斯特藩-玻耳兹曼定律:

$$M = \epsilon\sigma T^4 \quad (14.54)$$

M 为总辐射出射度 ($\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$); T 为物体实际温度 (K); σ 为斯-玻常数 ($5.6697 \times 10^{-8} \text{W}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{K}^{-4}$); ϵ 为物体的比辐射率。再根据辐射亮度温度的定义 (即辐射出与观测物体相等的辐射能量的黑体的温度) 得:

$$\epsilon\sigma T^4 = \sigma T_b^4$$

则

$$\epsilon = (T/T_b)^4$$

显然,物体辐射温度与实际温度是不同的。但实验证明:地物的辐射温度的昼夜温差 (ΔT_b) 与其实际温度的昼夜温差 (ΔT) 之间误差很小,即 $|\Delta T_b - \Delta T| < 1\text{K}$, 因而可以用 ΔT_b 近似替代 ΔT 。那么,对于 NOAA-AVHRR 的 CH4 (10.5~11.5 μm) 来说,物体实际温度的昼夜温差 (ΔT) 则为午后 (全天最高) 和夜间 (全天最低) 热红外辐射温度之差,即 $\Delta T = T_{\text{午后}} - T_{\text{夜间}}$ 。由于遥感数据是某个瞬间的信息,研究中可充分利用当地积累的不同季节的标准日温度变化曲线 (近似正弦曲线) 作为先验知识引入遥感温度反演中。

3) 地表热惯量计算

(1) 表观热惯量的计算

若不需要计算热惯量的绝对值,而只要求热惯量的相对大小,则可以通过上式 (14.52),将计算的地表反照率 (A) 和地表昼夜温差 (ΔT) 代入公式,即 $P = (1 - A) / \Delta T$, 则获得表观热惯量 (ATI——apparent thermal inertia)。

(2) 地表“真实”热惯量的计算

由表观热惯量推算地表“真实”热惯量,需要确定入射到地面的太阳总辐射量 Q 、大气透过率 τ 、以及与气象-地面条件有关的参数 B (参见式 14.49)。 Q 可通过公式 (14.3) 的理论计算获得,也可以从气象台站或辐射台站的太阳直射辐射表和天空辐射表测得。大气-土壤界面的综合因子 B 可根据各地的自然条件和大气条件的特定情况,通过野外测量数据求得。而 A 、 $T_{\text{午后}}$ 、 $T_{\text{夜间}}$ 均可以通过卫星遥感数据获得。因而,可

以通过公式 (14.49), 求得某地自然条件和大气状况下的地表热惯量 (P)。

4) 研究土壤热惯量与土壤水分的关系

许多研究表明, 土壤热惯量与土壤水分间存在着密切的关系, 土壤含水量的细微变化, 热惯量均有响应。两者关系的建立一般通过实测数据采用线性统计回归分析的方法, 建立经验公式, 多为一些线性关系; 而前苏联的实验公式是一个复合的指数模型(统计模型)。即热传导系数 K 、热扩散系数 D_H 与土壤水分之间呈非线性指数关系, 可表示为^[30]

$$\begin{aligned} 10^3 D_H &= 2.1 \rho_s^{(1.2-0.2\varphi_{w,s})} \times \exp[-0.007(\varphi_{w,s} - 20)^2] + \rho_s^{(0.8+0.02\varphi_{w,s})} \\ 10^3 K &= \{2.1 \rho_s^{(1.2-0.2\varphi_{w,s})} \times \exp[-0.007(\varphi_{w,s} - 20)^2] + \rho_s^{(0.8+0.02\varphi_{w,s})}\} \\ &\quad \times \left(0.2 + \frac{\varphi_{w,s}}{100}\right) \rho_s \end{aligned} \quad (14.55)$$

其中: ρ_s 为土壤的质量密度 (反映土质变化); K 为热传导系数; $\varphi_{w,s}$ 为土壤含水量的体积分数; D_H 为热扩散系数。若考虑到水的密度 ρ_w 为 1g/cm^3 , 则以土壤含水量的重量百分比 (即质量分数, 被定义为孔隙中水的质量与土粒质量之比) 代替原式中的容积百分比 (即体积分数, 被定义为孔隙中水的体积与土粒体积之比), 并经推导, 可得:

$$\begin{aligned} P &= \{2.1 d_s^{(1.2-0.2d_p W_{w,s})} \times \exp[-0.007(d_p W_{w,s} - 20)^2] + d_p^{(0.8+0.02d_s W_{w,s})}\}^{\frac{1}{2}} \\ &\quad \times \left(0.2 + \frac{d_p W_{w,s}}{100}\right) d_p \times \sqrt{\frac{1}{1000}} \end{aligned} \quad (14.56)$$

其中: d_p 为土粒相对密度, 一般为 2.65; $W_{w,s}$ 为土壤含水量质量分数; 则可见, d_p 、 P 与 $W_{w,s}$ 、 d_s 存在一一对应关系。若土壤相对密度 d_s 已知, 可建立 P 与 $W_{w,s}$ 的对应查找表。

土壤热惯量还受多种因素的影响, 如土壤粒度、结构、密度、环境温度等。田国良、余涛等^[31]对黄淮海平原 5 种不同土类 (褐土、潮土、盐化潮土、滨海盐土、砂姜黑土) 的土壤含水量与其热惯量关系所作的实验结果表明, 土壤含水量与其热惯量之间存在着良好的线性关系; 土壤类型和土壤质地对热惯量与水分含量关系均有直接影响, 且影响程度处于同一量级上; 此外土壤空间结构 (松紧、孔隙状况) 以及测量时的环境温度对数值测量也有一定影响。

由于土壤水分运动的复杂性, 遥感热惯量法仅能监测土壤表层水分的分布。许多实验表明: 遥感监测土壤水分一般以 20cm 深度左右为好, 再往下, 则监测精度有所下降。然而, 在实际应用中, 植物根系层的土壤水分往往更有价值。为了实现一定时空范围内的土壤水分遥感监测, 学者们进行了多方面的研究。如 Biswas 等指出土壤水分随着深度呈非线性变化趋势, 并提出根据表层土壤水分确定深层土壤水分的模式:

$$S = A \times (d - d_0) + S_0 \times [1 + B(d - d_0)^2] + S_c \quad (14.57)$$

式中, S 为 $0 \sim d$ cm 土层的水分储量; S_0 为土壤表层 $0 \sim d_0$ cm 的水分储量; A 、 B 、 S_c 为常数。当 $d = d_0$ 且 d 不趋于 0 时, $S = S_0$, 且令 $S_c = 0$; 当 $d \neq d_0$ 时, S_c 为一常数。

土壤表层水分含量影响着土壤对太阳辐射的吸收、散发以及地—气间的热量交换；地表的热梯度及土壤不同深度温度的分布又影响土壤水分的运移和分布规律，因而土壤中的水、热因子是相互耦合的。人们根据土壤—大气界面能量传递和转换过程中水—气—热耦合运移理论，利用遥感数据反演的大气透过率、地表反射率、辐射温度、植被覆盖度等参数，建立土壤表层水分含量与一定深度土壤水分含量的数值模拟模型——土壤水热耦合方程、非饱和土壤水运动方程等，推测自然蒸发条件下平原地区一定深度土壤水分，实现对土壤水分的估算和作物旱情监测^[32,33]。

2. 植物覆盖区，采用植物蒸散与植物缺水指数法

可见光—近红外—热红外遥感仅能估算表层土壤水分信息，微波也仅感知 5~10cm 深度，由于植被覆盖，则难以直接探测土壤水分。但对植物生长和旱情监测有意义的则是植物根系层的土壤水分，可深达 1m 左右。

蒸散包括蒸腾和蒸发两部分。对于植物而言，“蒸腾”指土壤水分经植物体内，通过气孔扩散进入大气，它与植物体内生理过程密切相关，并受生理变化控制；“蒸发”指水分不经过植物体内，直接由土壤和植物表面扩散进入大气，它与植物生理过程无关。显然，植物体内的水分平衡、水分散发（即传输养分和调节体温）只与蒸腾密切相关，而与蒸发关系不大。何况，与植物蒸腾相比，植物蒸发的量小，往往可以忽略。

地表蒸散是土壤—植被—大气间能量相互作用和交换的体现，其核心是能量流的传输，而其中的关键因子是地表温度。地表温度可通过热红外遥感获得。因而，遥感技术为大面积估算植物蒸散提供一种非常有用的手段。

1) 植被“全”覆盖——单层蒸散模型

当植被全覆盖条件下，可把土壤和植物作为一个整体一个边界层来建立它与大气间的热交换模型，用单层模型来估算地表蒸散。潜在蒸散量 E_0 ，可采用彭曼 Penman 公式（包括辐射项 + 空气动力项等）计算。以气压、风速、表面温度等地面资料，计算实际蒸散量 E 和潜在蒸散量 E_p （参见式 14.13~14.17）。

采用植物蒸散与植物缺水指数法的基本思想是：植物冠部温度与植物对水分的提取是有关的。作物缺水指数 (CWSI—crop water stress index) 或植物缺水指数 (VWSI) 是以植物叶冠表面温度 (T_c) 和周围空气温度 (T_a) 的测量差值，以及太阳净辐射值计算出的，实质上反映出植物蒸腾与最大可能蒸发的比值。因此，植物（或作物）缺水指数可以一定程度上反映植物根系范围内土壤水分的信息，作为植物（或作物）对水分提取的一个指标（当然它不是惟一的指标）。作物缺水指数 CWSI 被定义为 (Jackson, 1981)：

$$CWSI = 1 - E/E_p \quad (14.58)$$

根据国内外学者研究表明，CWSI（或实际蒸散与潜在蒸散相比—— E/E_p ）与土壤水分关系密切，可表示为

$$E/E_p = \begin{cases} 1 & \text{当 } W > W_k \\ f(W) & \text{当 } W < W_k \end{cases}$$

式中： W 为土壤水分含量； W_k 为临界土壤水分含量。当 $W > W_k$ 时，水分供应充足，作物不缺水；反之，当 $W < W_k$ 时，作物出现缺水现象。

在具体应用时,对之又作了进一步发展,建立在作物冠层能量平衡基础之上的作物缺水指数,它与作物供水状态,作物长势有很好的相关性,用以反映作物的水分状况,可表示为^[1,30]

$$CWSI = 1 - \frac{E}{E_p} = \left[(T_c - T_a)(\gamma + \Delta) + d + \frac{(1 - \delta)R_n r_a \gamma}{\rho C_p} \right] / [d + \Delta(T_c - T_a)] \quad (14.59)$$

式中: E 为作物实际蒸散量; E_p 为作物潜在蒸散量; T_c 为作物冠层温度; T_a 为与作物冠层同高度的空气温度; γ 为通风干湿表常数; Δ 为饱和水汽压与温度关系曲线的斜率; d 为作物冠层上部空气饱和差; δ 为与作物最热点的显热通量之比; R_n 为净辐射通量; r_a 为空气动力学阻力; ρ 为空气密度; C_p 为空气定压比热。其中的关键因子——作物冠层表面温度可由遥感数据反演,冠层上空的气象参数可通过地面气象台站及地面实况测定。

从这一指导思想出发,以能量平衡为基础,运用遥感数据(AVHRR)反演的地表反照率(CH1、CH2)和地表辐射温度(CH4),以及地面气象站的有关资料,把冠层温度与气温之差和空气动力阻抗等结合起来研究潜热通量,建立了各种蒸散模型来估算地表蒸散,进而估算土壤水分。此方法物理概念明确,适用性广,可以避免经验模型的局限。

用 NOAA/AVHRR 数据估算蒸散和土壤水分还需解决以下问题:

(1) 建立反照率 α ($0.15 \sim 4\mu\text{m}$) 和 AVHRR 的第 1、2 通道反射率之间的关系。

正如热惯量法计算反照率一样,建立地面实测反照率与遥感数据之间的关系方程,以推算地面反照率。

(2) 求算每小时的地表辐射温度

蒸散的计算为一天的量,需用每小时的值,而遥感获得的仅是一天某一瞬时的信息,因而需寻找地表温度日变化规律。通常需要进行大量野外测试工作,选择不同覆盖度、不同高度的地块(样地),实测一天中样地辐射温度的逐时值,再将数据归一化处理,便可获得经多项式来拟合的地表温度日变化轨迹曲线。有了这条“标准”曲线,则可用卫星过境所提供的辐射温度值,计算每小时的地表辐射温度和日蒸散。

(3) 日总辐射 Q 与日净辐射 R_n 的关系

日总辐射 Q 可以从少数气象台站的太阳直射辐射表和天空辐射表测得,但多数气象台站并无此数据,则可用理论公式(14.3)或彭曼等经验公式求得。

人们可以通过每小时实测的净辐射值,经梯度积分法得日净辐射值。再根据样本数(N)实测的日净辐射值和日总辐射值进行统计分析,可得两者间有如下关系:

$$R_n = A + BQ \quad (A、B \text{ 为经验系数}) \quad (14.60)$$

也可以利用静止气象卫星,如 GMS、FY-2 等每隔 2 小时的观测数据,利用其可见光的反射率、红外波段的亮度温度以及水汽波段的亮度温度等经精确分析,定量估算水汽和气溶胶的吸收系数以及大气微粒和气溶胶的散射系数,确定观测时间的天气状况,模拟天气的日变化,以估算到达地面的日太阳辐射值。

(4) 植物缺水指数与土壤水分的关系

植物缺水指数是土壤水分的一指标,但又不是植物提取水分的惟一函数。人们可以

通过建立实测土壤水分 (SM) 与植物缺水指数 (VWSI) 之间的统计关系:

$$SM = A + B \times VWSI \quad (A、B \text{ 为经验系数}) \quad (14.61)$$

田国良等^[34]通过实测 5~50cm 土壤含水量的平均值 (它可反映主要根系层的水分状况), 分析用上述方法计算出的作物缺水指数 (CWSI) 与实测的土壤水分 (SM) 之间的经验关系为: $SM = 21.3 - 15.2 CWSI$; 若将土壤水分 SM 变为土壤水分占田间持水量的百分比, 可以减少土壤质地的影响, 则得: $M_s = 86.1 - 51.4 CWSI$; 并用此法计算了河南 72 个县的土壤水分分布, 平均估算精度 80% 左右。

2) 植被部分覆盖——双层蒸散模型

如前所述, 当植被部分覆盖时, 因土壤和植被热特性不同, 两者对地表蒸散的贡献不一。因此, 需要将蒸散分为土壤蒸发和植物蒸散两部分, 分别建立植物冠层表面和土壤表面的热量平衡方程, 即植被辐射传输双层模型 (见式 14.22、14.23)。

双层模型, 既然考虑土壤、植被二个界面, 则需要遥感反演土壤表面温度 T_g 与冠层温度 T_v 以及植被覆盖度 f , 遥感所得的地表温度 T_s 应是土壤与植被的混合温度, 应表示为:

$$T_s = fT_v + (1 - f)T_g \quad (14.62)$$

此外, 遥感可以反演模型所需的地表反照率、粗糙度、冠层表面阻力、叶面积指数等参数, 再加上地面观测的参考高度的温度和湿度等, 代入双层蒸发模型, 便可推算出界面蒸发量。

参 考 文 献

- [1] 张仁华, 1996, 实验遥感模型及地面基础, 科学出版社。
- [2] 田国良、徐兴奎、柳钦火, 2000, 用于地表能量交换的动态地表特征模式, 遥感学报, 4(增刊): 121 - 128。
- [3] 徐兴奎、田国良, 2000, 中国地表积雪动态发布及反照率的变化, 遥感学报, 4(3): 178 - 182。
- [4] Reginato, R. J. et al., 1985, Evapotranspiration calculated from Remote Multispectral and Ground Station Meteorological Data, *Remote sens. Environ.*, 18: 75 - 89。
- [5] Choudhury B., 1989, Estimating Evaporation and Carbon Assimilation Using Infrared Temperature Data; Vistas in Modeling. In: G. Asrar (Ed.), Theory and Application of Remote sensing (pp. 628-690), New York: Wiley。
- [6] Friedl M. A., 1996, Relationships among remotely sensed data, surface energy balance, and area-averaged fluxes over partially vegetated land surfaces, *J. of Applied Meteorology*, 35(11): 2091 - 2103。
- [7] Pamlson C. A., 1985, Mathematical representation of wind speed and temperature profile in the unstable atmospheric surface layer, *J. Appl. Meteorol.* 1970, 9(6): 857 - 861。
- [8] Halfield J. L. et al., 1983, Estimation of Evaporation at one Time of Day using Remotely sensed Surface Temperature, *Agric Water Mgt*, 7: 341 - 350。
- [9] 谢贤群, 1988, 一个改进的计算麦田总蒸发量的能量平衡——空气动力学阻抗模式, 气象学报, 46(1): 102 - 106。
- [10] 陈镜明, 1988, 现用遥感蒸散模式中的一个重要缺点及改进, 科学通报 6: 454 - 457。
- [11] Choudhury B. J., Idso S. B., 1985, An empirical model for stomatal resistance of wheat, *Agric. For. Meteorol.*, 36: 65 - 82。
- [12] Jordan W. R., Ritchie J. T., 1971, Influence of soil water stress on evaporation, root absorption, and internal water status of cotton. *Plant physiol.*, 48: 783 - 788。
- [13] Murray F. W., 1967, on the computation of saturation vapor pressure, *J. Appl. Meteorol.* 6: 203 - 204。

- [14] Camillo P. J. et al., 1986, A resistance parameter for bare-soil evaporation models. *Soil sci*, 141:95-105.
- [15] Choudhury B. J., Monteith J. L., 1988, A four-layer model for the heat budget of homogeneous land surfaces. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 114:373-398.
- [16] 马柱国等, 1999, 土壤湿度与气候变化关系的研究进展与展望, *地球科学进展*, 14(3):299-305.
- [17] Chamey J, et al., 1977, A comparative study of the effects of albedo change on drought in semi-arid regions, *J. Atmos. Science*, 34(9): 1344-1361.
- [18] Yang Limin, 2000, Integration of a numerical model and remotely sensed data to study urban/rural land surface climate processes, *Computers & Geosciences*, 26:451-468.
- [19] 陈维英、肖乾广、盛永伟, 1994, 距平植被指数在 1992 年特大干旱监测中的应用, *环境遥感*, 9(2):106-112.
- [20] Kogan F. N., 1997, Global Drought Watch from Space, *Bulletin of the American Meteorological Society*, 78: 621-636.
- [21] 陈怀亮, 1998, 麦田土壤水分 NOAA/ AVHRR 遥感监测方法研究, *遥感技术与应用*, 13(4).
- [22] Jackson T.J. & P.E.O'eill, 1987, Salinity effects on the microwave emission of soil, *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, 25:214-220.
- [23] Christian M., 1990, Seasonal Evolution of Microwave Radiation from an Oat Field, *Remote Sens. Environ.*, 31: 161-173.
- [24] 金亚秋, 1998, 星载微波 SSM/I 遥感在中国东北华北农田的辐射特征分析, *遥感学报*, 2(1).
- [25] Nicholas M. Short, et al., 2000, The Remote Sensing Tutorial, CD-ROM
- [26] Weimann A., et al., 1998, soil moisture with ERS-1 SAR data in the East-German loess soil area, *Int. J., Remote Sens.*, 19(2): 237-243.
- [27] 田国良、耿淮滨、李生平, 1990, 微波后向散射系数和土壤水分及地表粗糙度的关系, *黄河流域典型地区遥感动态研究*, 科学出版社.
- [28] Price J.C., 1985, On the Analysis of Thermal Infrared Imagery. The Limited Utility of Apparent Thermal Inertia [J]. *Remote Sens Environ.*, 18:59-73
- [29] 田国良等, 1990, 用 NOAA-AVHRR 数字图像和地面气象站资料估算麦田蒸散和土壤水分, *黄河流域典型地区遥感动态研究*, 科学出版社.
- [30] 马蔼乃 著, 1997, 遥感信息模型, 北京大学出版社.
- [31] 田国良、余涛等, 1993, 土壤水分的热惯量模型, 重大自然灾害遥感监测与评价研究进展, 中国科学技术出版社.
- [32] 余涛, 田国良, 1997, 热惯量法在监测土壤表层水分变化中的研究, *遥感学报*, 1(1):24-31.
- [33] 肖乾广, 陈维英, 盛永伟等, 1994, 用气象卫星监测土壤水分的试验研究, *应用气象学报*, 5(2):312-317.
- [34] 隋洪智, 田国良, 李付琴, 1997, 农田蒸散双层模型及其在干旱遥感监测中的应用, *遥感学报*, 1(3):220-224.
- [35] 陈述彭、童庆禧、郭华东主编, 1998, 遥感信息机理研究, 科学出版社.
- [36] 付培健等, 1999, 大气环流模式中地面参数化的发展, *地球科学进展*, 14(1):44-50.
- [37] Friedl M. A., 2002, Forward and inverse modeling of land surface energy balance using surface temperature measurements, *Remote Sensing of Environ.*, 79(2-3): 344-354.
- [38] Matthews K. B., 1994, Climate Soil Moisture Deficit Climate and Soil Data Integration in a GIS. *Climate*, 28:273-283.
- [39] 刘培君, 张琳, 艾里西尔·库尔班等, 1997, 卫星遥感估测土壤水分的一种方法, *遥感学报*, 1(2):135-138.
- [40] 孙利国等, 1993, 微波遥感土壤水分的理论模型, 重大自然灾害遥感监测与评价研究进展, 中国科学技术出版社.
- [41] 金一镔, 刘长盛, 张文忠, 1998, 利用气象卫星 GMS 和 AVHRR 资料推算地面水分含量的方法, *应用气象学报*, 9(2):197-204.
- [42] 中国科学院北京农业生态系统试验站, 1989, 农业生态环境研究, 气象出版社.

第 15 章 地质遥感

§ 15.1 概 况

地质工作担负着为国家提供矿产资源和地质资料,维护矿产资源的国家所有权,保护地质环境,实施地质勘查工作的科学管理的任务,是国民经济建设的基础性、战略性和公益性工作,具有许多不同于其他工作的特点。遥感方法正在成为地质工作的重要手段。

地质工作,特别是中小比例尺的区域地质调查工作,通常要同时对几千平方公里、以至几十万平方公里范围的区域地质特征进行全面的野外调查和研究,追溯地质历史和各种地质动力过程,解决物质构成、构造等一系列基础地质问题,探讨成矿的条件和规律,为矿产资源勘查、开发提供依据。常规地质工作需要耗费巨大的人力、物力和财力。实践证明,遥感技术可以在短时间内提供大区域的宏观数据,在一定程度上减少野外地质调查工作量,减轻地质工作者的劳动强度,加快地质调查的速度。

地质现象受环境因素,如植被、地貌、气象、人文等因素的影响。地质工作需要在对这些纷繁的环境因素进行综合分析的基础上,透过表象提取实质性的信息,达到认识地质现象本质的目的。遥感方法获取的地面信息恰恰就是按各种空间分辨率所确定的一定范围的地物综合信息,是对物探、化探、钻探等勘探手段的一种有效的补充。它以直观清晰的图像显示现代地表景观,反映大量地表和浅地表的地质信息,在一定程度上弥补了上述地质勘查技术的不足,为解决地质问题的多解性增添了一种新的科学依据。由于遥感地质研究对象的复杂多变性,以及目前对地质现象的遥感成像机理的认识及探测手段尚未彻底解决,因而地质遥感信息的提取过程实际上是遥感与地质、地形、地球物理(重力、磁力资料)、地球化学(化探、航空放射性-伽玛能谱)等多种非遥感信息的地学综合处理过程。尤其是遥感地质找矿更需要物探、化探等相关信息的支持。GIS 是进行多源信息综合处理的有效工具。遥感地质找矿不同于遥感进行农、林、土地资源调查。农、林、土地资源在地表出露,在图像上有相对稳定的亮度值分布特征,可用概率密度函数来描述它们,并通过一定的处理直接进行自动分类来加以分析和识别。而遥感地质找矿关键是在成矿理论指导下,根据遥感影像特征,识别与成矿控矿有关的多个地质信息——如地层岩系、线环形构造、构造交叉部位、蚀变带(岩)以及有关的地貌、土地、植被等相关信息。这些信息往往是十分复杂多变的,难以用确定的亮度值或概率密度函数来描述它们。这给遥感地质找矿增加了相当的难度,需要对图像进行多种变换处理如比值分析、比值合成、K-L 变换、K-T 变换、IHS 彩色空间变换、特征空间变换、滤波分析等等,以增强或提取地质专题特征信息。

地质工作不仅要研究地表的地质现象,还要研究那些被第四纪松散沉积物、水体所掩盖而未直接出露地表,或隐伏在基岩之下,甚至在地壳深部的地质体和构造现象,如在矿产勘查中寻找隐伏矿体,在区域地质稳定性评价中研究隐伏断裂构造等等。这些问

题通常都是常规地质工作面临的难题。按电磁波谱辐射理论, 遥感数据反映的虽然只是地表与浅地表各种地物的信息, 但这些信息中有一部分是那些受地下隐伏地质体、隐伏构造控制和影响的地物的异常信息。遥感方法可以为发现和识别那些隐伏的地质特征提供有用的手段。

大多数地质现象的演变速度是极其缓慢的, 但是, 有一些地质现象却在以一种可以为人们觉察或借助仪器探测出来的速度发生着变化, 对周围环境产生这样或那样的影响, 以至于不可掉以轻心。例如, 地震临震阶段出现的环境变异和震后造成的破坏, 崩塌、滑坡、泥石流等地质灾害形成过程中地质体的变形和位移等。地质工作需要有一种可以进行连续观测的手段, 去获得地质现象的动态信息, 以掌握其变化规律。遥感技术的发展, 使同一地区在适宜的时间段内重复获得新的覆盖数据, 对地质现象进行监测、预报成为可能。这个时间段可以根据被观测地质现象的变化速率决定。

地质灾害由于具有突发性和巨大的破坏性, 常常使受灾地区遭受惨重的人员和财产损失。为了正确了解灾害的发生原因, 为抗灾救灾、灾后重建及灾区环境的综合治理提供准确可靠的灾害资料, 有关部门在灾后要迅速组织力量, 对灾情作全面调查。常规的地质调查手段往往难以在短时间内实现这样的目标。而遥感技术不仅获取地面实况资料的手段机动灵活, 可以很快地收集到所需的灾情资料, 而且通过对灾区一定周期内多时相数据的对比, 既可以分析灾害孕育的机制, 也可以定性或定量地恢复和追踪灾害发生前后的全过程。在其他的一些地质工作中, 例如重点成矿区带、边远地区和人员难以进入地区的矿产资源快速评价和矿山开发的保护监督工作也常常需要采用灵活机动的遥感方法获取有关的数据, 以满足国民经济建设对矿产资源开发的急需。

§ 15.2 遥感区域地质调查方法和实例

早在 20 世纪 50 年代后期开始, 我国就在 1:20 万大规模的区域地质调查扫面工作中将航空遥感图像用于路线定位和简单的野外地质联测。80 年代组织“1:5 万区域地质调查中遥感、物探、化探应用方法研究”。在全国选择不同构造、地貌、岩类区进行遥感图像应用于岩性识别和地质构造分析等两个方面的方法试验和评价, 总结了遥感技术的最佳配置和遥感地质填图的有效方法。90 年代初我国在推广三大岩类新填图方法的同时, 又把遥感技术在 1:5 万区域地质填图中的应用推向了新的高度。分别在内蒙古、山东、江西和四川进行了遥感多幅 1:5 万图幅联测的生产性研究。从 90 年代中起, 我国开始实施 1:25 万填图计划, 按当前国际上普遍采用的现代地质理论及填图新方法, 采用“3S”技术 (RS、GPS、GIS)、物探、化探信息解释技术和计算机成图技术, 以编填相结合的办法, 编制高质量的地质图, 并按统一的 GIS 标准建成数字地质图数据库。显然, 遥感技术在我国区域地质调查工作中始终作为一种重要的工具, 发挥着积极的作用。

15.2.1 遥感区域地质调查填图的工作程序

遥感区域地质调查填图的最大特点是充分利用遥感图像的空间宏观优势, 结合地面调查工作进行多层次的影像地质解译, 在整体上提高对工作区区域地质特征的全面认识,

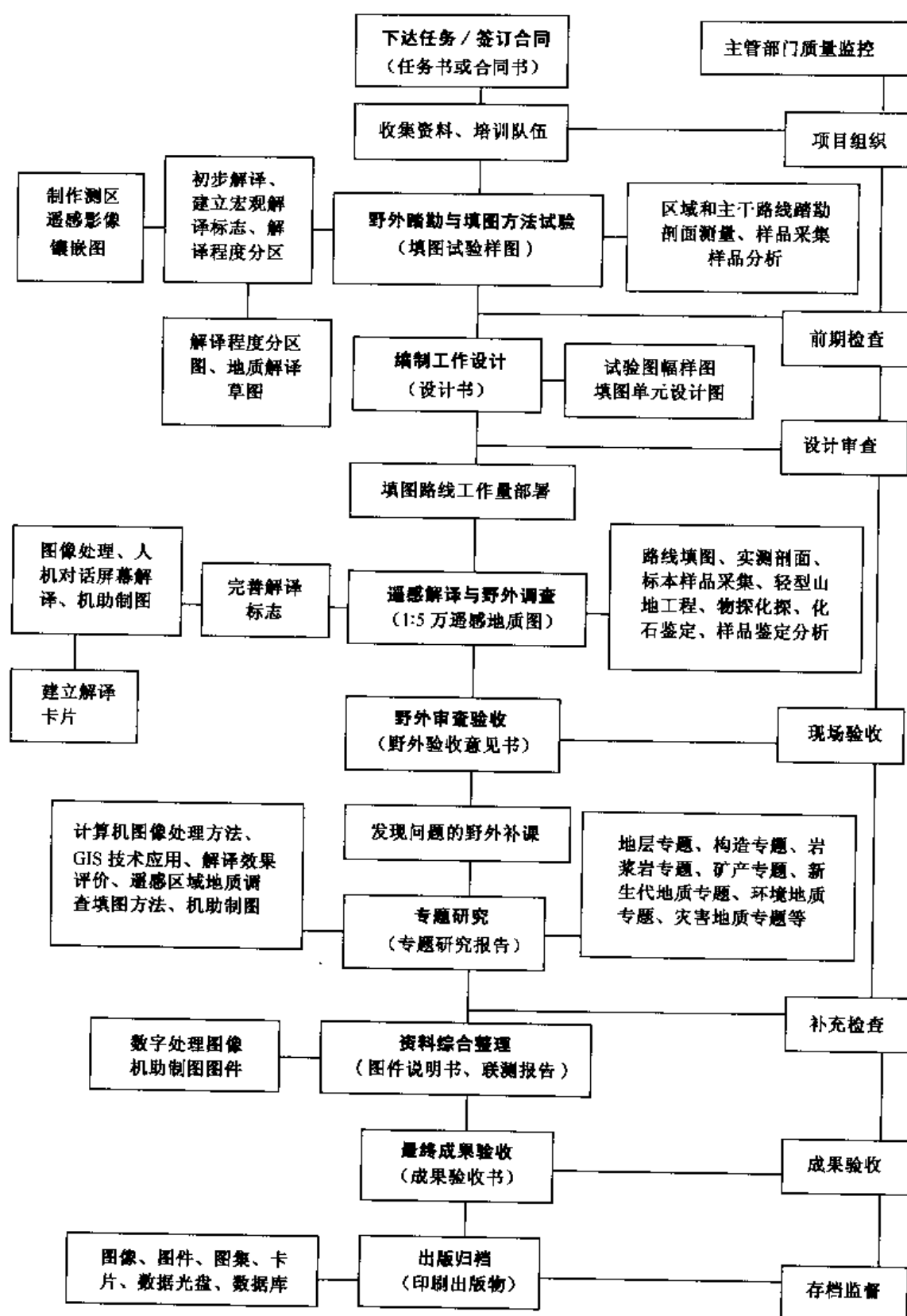


图 15.1 内蒙古苏尼特左旗 1:5 万区域地质调查联测工作程序框图^[1]

解决突出的基础地质问题和与成矿有关的关键问题,加快填图速度,提高成图质量。

图 15.1 为内蒙古苏尼特左旗八幅 1:5 万图幅联测中所采用的遥感区域地质调查填图工作程序框图^[1]。图中表示出遥感区域地质调查工作的 9 个主要阶段,即前期准备、野外踏勘与填图方法试验、编制工作设计、遥感解译与野外调查、野外审查验收、专题研究、资料综合整理、最终成果验收、出版归档等。

遥感解译贯穿于整个调查工作的始终,是一个循序渐进、反复进行、逐级深化的过程。应根据任务的比例尺要求选定具有合适空间分辨率的遥感数据,通常 1:25 万及比例尺更小的区域地质调查可以选用 TM、SPOT 等数据;1:5 万区域地质调查则需选用航空遥感图像或空间分辨率优于 10m 的卫星遥感数据和图像。在一些多云多雨和植被、雪盖严重的地区可以选用星载 SAR 等微波遥感数据。

一般说来,在项目准备阶段的初期就要进行全区域的宏观解译,即使用比例尺小于填图比例尺的卫星图像对区域构造格架、地层、岩浆岩带分布等特点作概略了解,针对测区所处的地质环境、预测调查工作可能遇到的主要地质问题,提出详细解译的工作重点。

在野外踏勘和方法试验阶段,则需进行遥感图像的初步解译。通过建立区域性的遥感解译标志,并根据区域地质构造复杂程度、地质体解译标志的显著程度、基岩出露的完整性及产状清晰程度、地表覆盖对地质解译的影响程度、地貌等自然因素与人文活动对地质要素显现的影响程度、前人工作与区域踏勘程度等的差异,进行测区遥感可解译程度的划分,为编制工作设计提供依据。解译通常要在较成图比例尺大一级的遥感图像上进行,如 1:5 万填图一般需在 1:2.5 万航空遥感图像上进行。解译着重于提取含有地质构造及岩浆、变质、沉积三大岩类时空分布信息的线状、环状、块状影像,并对其特征进行初步研究。

详细解译应在野外地质调查前完成,并在实地调查中不断完善。它着重研究各种正式、非正式遥感填图单位的分布,岩性、岩相及其厚度的横向变化情况,褶皱构造的形态及演化特点,断裂构造的展布、性质、规模及相对时序等(见表 15.1)。

表 15.1 遥感地质解译内容简表

解译对象	解译要点	识别和研究要求
线性影像	<ol style="list-style-type: none"> 展布、延伸方向; 波折、弯曲、分叉、复合特征; 影像间的穿插、交切、限制关系; 影像两侧位移、牵引、旋扭等现象; 与邻区构造影像的相互关系。 	<ol style="list-style-type: none"> 按地质属性分类、命名; 断裂要按构造性质分类,按方向统计分组,按规模划分等级,证据充分时要确定相对时序并划分体系。
环形影像	<ol style="list-style-type: none"> 详细研究影像内外色彩、结构、构造特点及变化; 相关环状影像之间的包容、叠加、切割、镶嵌、串联、辐射等空间分布关系; 与相关线性影像间的交切、限制等同生、衍生关系。 	<ol style="list-style-type: none"> 按地质属性分类; 与岩浆侵入、喷出活动和热液活动有成因联系的应尽量鉴别岩体产状、埋深和相对侵入时序; 与构造侵位、底劈等有关的应查明不同级次的构造控制作用; 与褶皱变形有关的应据影像边界条件及节理特点探索形变期次。
块状影像	<ol style="list-style-type: none"> 详细研究影像的结构、构造特点; 影像内色调的变化及色调异常的分布特点。 	<ol style="list-style-type: none"> 按地质属性分类; 沉积岩类和浅变质岩类要研究岩层的岩性、岩相、厚度、接触关系和产状变化; 侵入岩类要尽可能分解岩体接触关系,圈定接触变质带的范围; 火山岩类要追踪火山机构,划分不同岩石区带; 深变质岩类要划分岩性分区,研究接触关系和构造形变特点; 第四纪堆积要划分成因类型,确定相对时序。

15.2.2 区域构造与岩性遥感信息解译

1. 地质构造形迹的遥感宏观研究

卫星遥感图像直观、综合、宏观的特点,在反映地质构造,特别是线性形迹与环形形迹的分析上,提供了大量新的地质信息。计算机图像处理技术的应用,使这些地质形迹得以突出增强。它客观形象地反映了区域构造特征与差异,为分析地质构造开拓了一个崭新的技术途径^[2]。

1) 地质构造形迹的遥感影像特征

地质构造形迹常表现为线性与环形特征。线性形迹主要指断裂构造,它控制着岩浆活动及矿液的运移、储存,对成矿、导矿、储矿起着重要作用。环形构造多是地球内部热源活动形迹在地壳中的总体表现,它与热液成矿密切相关。线性环形构造及构造交叉部位,是成矿、找矿的重要条件。在遥感图像上,多是以色调、图形特征、水系展布、地貌形态及组合等得以显示。前者为平直或微弯形的线形条带形迹;后者为圆形、半圆形、椭圆形等环状条带形迹。通过遥感图像处理,如边缘增强、灰度拉伸、方向滤波、比值分析等可以突出有关信息。它们常具有以下识别标志:

(1) 色调与形态

包括色调线、色调带、色调界面等线、环形影像特征,是鉴别线性环形构造的首要标志。

褶皱带中地层岩性的差异,可清楚地反映出褶皱构造展布的方向。断裂构造两侧地质体、地貌体或地质现象的差异,造成其电磁波辐射的差异,从而形成不同的影像色调与形态。在很多情况下,由于断裂带本身组成物质与含水性等方面与周围地层的明显差异,使断裂线的形迹在遥感图像上更加突出,易于辨识。影像上的环形形迹的出现,常常是由地层圈闭反映的背斜、向斜构造或大面积基底隆起、侵入岩体、火山、盐丘等地质现象所引起的。倘若对遥感图像进行处理,如线性对比度拉伸、边缘增强,特别是进行方向滤波分析,对突出图像上的线性形迹效果明显;而比值分析往往对环形形迹,尤其是因侵入岩体所引起的环形形迹增强效果更佳。当然图像上的线性形迹并非与断层完全吻合,环形形迹也并非与上述的环形地质现象一致。除了影像色调和形态标志外,还需其他方面进一步证实以及影像机理的深入研究。

(2) 线性特征的错断

它是证明断裂构造存在的直接标志,反映了地层、岩体在断裂构造作用下所引起的相对移动,常常在错动的两侧可以发现地层的牵引变形及扭动现象或破碎带的出现。

(3) 特殊的地质体影像组合

指在一定的内外地质作用下,形成的一系列地质体或现象。它们以一定的规律组合在一起,组成特殊的影像结构。如断层崖、断层三角面、侵蚀构造山地、构造盆地、不对称谷地、构造阶地、叠置的扇形体以及山脊、盆地、湖泊等地貌形态的扭曲变形,如截山切岭、脊移谷错等,在断裂构造附近会出现特有的地质地貌影像组合。

(4) 水系格局及其演变

水系类型、水系密度、切割深度、平面形态及流动方向等,均受到岩性、构造等地质因素的密切控制,特别是平面形态和摆动方向,更是直接地、灵敏地反映了地壳运动的特点。如河流平面形态变化为“S”、反“L”、反“Z”型,指示断层为左旋平移性质(反扭);河流平面形态变化为反“S”、“L”、“Z”型,指示断层为右旋平移性质(顺扭);放射状、环状水系的影像形迹,指示穹窿构造或岩体侵入的可能;格状水系则暗示隐伏的两组直交断层存在的可能。

(5) 活动特征点的线状展布

如侵入岩体、火山口、河道特征点(汇流点、分流点、拐点、河道展宽、变窄点、曲流段和直线段的起止点等)、泉水出露点、地下潜水溢出带、冲洪积扇顶点、湖岸线、海岸线、岛屿等呈线状展布以及山系、平原、盆地等地貌单元的线性边界、湖泊的串珠状分布等等,均指示了线性构造形迹穿过。

2) 地质构造形迹的遥感宏观分析

(1) 定向、定位、定量、定性地反映地质构造形迹

遥感图像上,通过色调、形态、纹理结构等较直观准确地显示出地质构造的位置、走向及相互切割关系(包括新老关系、主干、伴生、派生构造间关系)等。它不仅可以定性、定位,而且可以启示追索一些大型断裂带的走向延伸和了解其空间展布规律。这是常规方法所无法比拟的。它所提供的大量新的构造信息,也是对已有认识和成果的重要补充和修改。在此基础上,进一步分析线性、环形影像的组合特点,有助于研究与推断区域构造形成机理、力学性质、体系归属等特征。

塔里木盆地柯坪地区古生界—中生界地层组成的单斜构造,在卫星图像上呈不同色调的条带影纹和软硬相间的垅岗状单面山地貌,著名的柯坪断层 NNW 向将地层错开,出现明显的牵引变形和错位现象,并切开了山体南部的 NE 走向断层。这些地质现象在遥感图像上显得一目了然(参见图 5.18 的雷达图像)。

这里应该说明的是,一定的几何图形一般地反映构造成生时的力学性质。以断裂构造为例,平直线往往代表扭性断裂,并常伴有牵引;舒缓波状曲线往往反映压性断裂;锯齿状曲线往往反映张性断裂;面雁列式、入字型交叉,又反映压扭性断裂特征。但是,因受后期的改造活动,一定的几何图形又不一定能确切地反映活动断裂的力学性质,还必须结合其所处的地质环境、分析区域应力场、局部应力场、断裂两盘的错动关系及其他的宏观标志,方能得出正确的结论。

(2) 对隐状褶皱与断裂构造的研究

这些隐伏构造被新生代松散堆积层所覆盖。通过地表岩性、构造地貌、第四纪层含水程度、水系特征、植物生态以及地球物理、地球化学等信息的传递,在遥感影像上显示出它们隐约的形迹,以至于有可能识别各种隐伏构造。

在遥感影像图上,可以见到纵贯华北平原两条几乎平行隐约出现的 NW 向线性形迹,形迹平直而连续。它控制着沿线的构造地貌、水系的发育^[3]。

西边一条为大同一藁城—聊城—济宁—徐州—南京—溧水断裂带。其北段在平型关附近将太行山、五台山错开,代县盆地也被扭曲变形。此 NW 向断裂与 NE 向太行山前

大断裂交切并地垒状隆起,构成浑河与壶流河、沙河与唐河的分水岭。断裂进入华北平原后被深厚的第四纪覆盖层所掩盖,但在较单调而均匀的浅色调背景下,仍可见到断续 NW 向蓝灰色线性影像痕迹。滹沱河穿过这条线性形迹上的藁城后,流向由 SE 突转为 NE 方向;滏阳河上游的诸条河流原由南向北流,穿过这条线性形迹上的宁晋—宁晋泊一带流向突转向 NE 方向;鲁运河基本沿这条线性形迹开挖;黄河过线性形迹后,堤距明显缩小,水面变窄,构成河型上的突变点。线性形迹过黄河往东南方向便构成鲁中、鲁东低山丘陵与华北平原两个地貌单元的 NW 向平直界线;东平湖—蜀山湖—南四湖沿这条断裂线串珠状线性展布,湖泊的长轴方向与断裂线走向一致。断裂进入苏皖一带,影像形迹不大明显,仅隐约出现 NW 向的线性痕迹。此线以西主要为 NE 向丘陵地,构成淮河与长江的分水岭,以东为苏北河湖平原(包括洪泽湖、高邮湖和里下河地区等)。长江通过线性形迹上的南京后,流向从 NNE 突转为近 EW 方向;秦淮河基本沿线性形迹发育,线性形迹直到溧水一带。这条 NW 向断裂控制着苏皖一带的新第三纪和第四纪玄武岩喷发、苏北平原的西部边界以及地震的发育,是个较新的活动断裂构造。这在地质、地震界得以证实。

东边一条经通县—天津,过鲁中山地延至苏北的盐城、南通一带。在遥感图像上,它有几处较为明显,尤其是通县—天津的隐伏段。由于断裂带内浅层地下水丰富,造成影像上宽约 5 公里的暗色平直条带。北运河、北京排污河沿此条带开挖。永定河的古瀑水故道也沿此条带流过。

成都平原上以灌县为顶点的冲积扇平原,由西北向东南方向发育。这里是我国典型的水田农业区和著名的都江堰水利工程。在遥感图像上,可以发现横切扇体有两条几乎平行的 NE 向线性形迹。尽管地表松散沉积物的物质组成并无明显差异,但由于断裂带内外含水程度存在明显差异,影响到土壤的发育程度、土壤湿度等,致使地面植被的长势等均有差异。这就是说,地下一定深度的地质信息,通过水、土、植被这些地表信息传递,而在遥感图像上以不同的色调显示出来。

塔里木、柴达木等盆地的周边有不少与隐伏构造有关的环形影像异常,并常伴有河流的绕流现象。它们多是些穹窿构造或短轴背斜、向斜构造,地表常被松散堆积物所覆盖。有的已被物探等资料所证实。这些环形隐伏形迹,为勘探油气田,寻找地下水,提供了新的重要线索。

(3) 地质构造形迹的特征分析

在增强提取线环形构造以及绘制解译构造图的基础上进行地质构造形迹的空间分布特征分析,包括识别、量测、分析。“识别”主要确定线性体、环形体的形态、等级、方向、密度、强度等;“量测”主要通过数理统计、分类处理获得构造要素的优选方位,通常用方位图表法,如总长度/总数量、方位-频率玫瑰图、密度方位图等,来确定岩石应变的性质、大小和主应变方位等;“分析”主要确定地质构造形迹间的主从关系、新老关系、活动与否、构造组合,建立该地区的构造应力场,寻找构造规律,推测演化发展过程。

2. 影像岩石单元解译方法

各类岩石的矿物成分、赋存环境以及抗风化强度决定了它的电磁波谱特征。影像岩

石单元法就是以不同地质体反射光谱特征差异所形成的形态、结构、纹理、色调等影像差异作为划分不同岩石类型或岩石组合的依据,并将其作为填图的单位。

在实际应用中一般采用影像岩石单元二级划分和建立“标准”单元的方法。

(1) 一级影像岩石单元是解译过程中确定的最大级别的影像单元。它在空间上突出三大岩类的分布特征;在时序上对沉积地层往往有群(系)级单位的划分意义,对侵入岩有侵入杂岩集群或超单元序列的划分意义,对变质岩则可起到整体区分的作用;在综合特征方面可准确显示中生代火山—沉积盆地的范围、形态和展布规律。

(2) 二级影像岩石单元是填图单位的基本实体。大多数单元对沉积地层起到组、段级划分的意义,对侵入岩起到划分独立岩体的作用,对深成变质岩起到划分片麻岩单位的作用;有时候可直接代表单一的岩石类型。

(3) 标准影像岩石单元是指在区域上分布稳定、具有明显的影像标志特征、对地层层序的建立和恢复能起指示作用的二级影像岩石单元。由于在影像单元内岩石组合的变化符合组、段级地层单元建立和划分的原则,通常具有作为标准组、段级填图单位的意义。

赵福岳等在 1:25 万承德幅遥感填图中采用影像岩石单元方法,在区内共确立填图单位 104 个,其中沉积岩及火山岩 27 个、变质岩 20 个、侵入岩 54 个,并对侵入岩的 54 个单位按成分与结构演化系列归并为 12 个序列,取得了很好的遥感填图效果。

15.2.3 图像处理与地质信息提取

在遥感区域地质填图中,除了一般的遥感图像处理方法以外,还需进行多元图形图像的叠置、综合、解析、统计分析、硬拷贝等功能处理,并建立一个相应的图形图像数据库。

1. 几何校正

卫星数据虽然一般都作过几何粗校正,但要使它与 1:5 万地形图匹配仍需作进一步的精校正。具体做法可以 1:5 万地形图为准,在地形图与 TM 图像上选取多个同名点,分别读取它们的坐标参数和像元位置,然后进行多项式拟合,直至多数同名点的拟合误差控制在 1 个像元内为止(详情参见第 7 章有关内容)。

2. 图像统计

对图像数据进行统计分析将有助于人们定性、定量地认识地物特性。统计的内容通常包括各波段亮度值的分布总态势、有效值域宽窄、均值、标准差、各波段间的相关系数以及各类目标地物亮度值的总体分布特征。针对这些特征,可以有的放矢地选择最为有效的图像增强处理功能。

3. 波段组合

假彩色合成图像波段组合的选择,根据主要目标地质体的光谱及遥感影像的特征,

挑选三个或三个以上相关系数最小而方差最大的波段（或波段比值），并以生成色调丰富、悦目、利于突出目标地质体的假彩色图像为依据进行赋色排列。如对沙尔塔拉幅 TM 7 个波段中的 6 个波段（TM6 除外）进行了标准差、相关系数及波段组合系数的统计，认为 TM157、TM357、TM135、TM345（分别赋予 R、G、B 色）波段组合均有较好效果。

4. 人机交互遥感地质解译

在屏幕显示的遥感图像上直接解译地质信息，或将遥感图像与已有地质图件准确叠合，利用图像信息修正和完善原图件。

人机交互解译的精度通常表现在几何精度和信息识别精度两个方面。前者是指解译图上地质要素的空间定位精度，决定于所使用遥感数据的空间分辨率和几何校正的精度，一般要求达到 1 个像元；后者是指解译人员对地质信息识别的准确程度，取决于区域地质调查程度、解译标志的正确性和解译人员的经验。

5. 成图和野外检验

由于地质图不仅图斑复杂、色阶丰富，而且涉及大量地理信息，几何精度要求与地形图一样高，因此要求有合理的成图流程和误差控制方法，以确保遥感解译图件的精度。成图精度在成图过程中需严格控制，通常要求绘图仪和数字化仪的误差不大于 0.025mm；图框对角线的误差保持在 $\pm 0.1 \sim 0.3\text{mm}$ 之间。

野外调查和检验工作安排在区域地质调查填图的不同阶段进行，一般有野外踏勘、野外调查与遥感解译填图、野外复查之分。其中野外复查是在对工作区各类地学资料进行深入、综合研究的基础上，针对遥感地质解译图中存在的问题进行最后的实地核查，同时检验遥感解译的精度，形成提供最终成图出版的遥感解译编图原稿。

§ 15.3 遥感地质矿产勘查方法和实例

15.3.1 遥感地质矿产勘查的工作程序

表 15.2 列出了遥感地质矿产勘查的主要阶段和各阶段的工作内容。

表 15.2 遥感地质矿产勘查各阶段工作内容简表

序号	阶段	工作目的	遥感工作内容
	资料准备	收集工作区开展遥感综合找矿工作所需的各种资料	<ol style="list-style-type: none"> 1. 收集工作区现有的航空、航天遥感图像及数据； 2. 收集工作区已有各类地质调查和专题研究的文字资料、图件以及物探、化探、钻探数据； 3. 收集合适比例尺的地形图以及地貌、水文、交通等资料。

续表

序号	阶段	工作目的	遥感工作内容
二	成矿远景 遥感预测	采用非传统的遥感与多元地学信息综合分析方法预测和确定成矿有利地段	<ol style="list-style-type: none"> 1. 进行工作区及邻近地区小比例尺遥感宏观解译,通过识别和分析主要岩石类型、线性和环形构造、火山机构的影像特征,了解区域构造、岩类分布的总体面貌和成矿背景,建立解译标志; 2. 结合物化探资料初步判别主要岩类和构造类型的性质; 3. 以遥感图像为依据,确定区域地质构造的格局,分析矿源层分布规律,推断控矿构造及含矿层位,预测成矿远景,选定成矿有利地段; 4. 在要求比例尺的地形图上标绘出预测的成矿有利地段。
三	野外调查	对预测的成矿有利地段进行全面的实地调查,为成矿远景评价提供依据	<ol style="list-style-type: none"> 1. 重点检查遥感图像显示的有利于成矿的影像部位所对应地段的地貌、岩性和构造特征; 2. 采集岩矿鉴定、同位素年代测定、构造岩方向测试、元素分析等所需的各种标本; 3. 对重要地段进行野外现场的波谱测试,为进一步的找矿靶区遥感预测提供基础理论依据。
四	找矿靶区的预测和靶区研究	通过较大比例尺遥感图像的深入解译、实地调查和采样分析鉴定,对成矿有利地段按成矿条件进行分类,确定最有希望的勘查靶区,并对靶区地表矿体进行调查,对深部地质特征进行研究	<ol style="list-style-type: none"> 1. 对各类标本进行鉴定和分析; 2. 利用以航片为主的高空间分辨率遥感图像(有条件时还应采用高光谱分辨率遥感数据)对已知矿床及成矿有利地段作详细的对比解译,建立有区域意义的含矿岩系和控矿构造的影像标志,把最有找矿远景的成矿有利地段列为勘探靶区; 3. 依据标本鉴定和分析结果,对靶区的岩石、构造、矿产信息做更为深入的野外调查和复核,补充采集各类鉴定和分析样品; 4. 对靶区的遥感、地质、物探、化探资料进行复合处理,增强和提取含矿岩系和控矿构造信息,包括各种矿化蚀变和热源信息,分析地表矿体的分布特征,探讨深部隐伏矿体或岩体的赋存状态以及构造活动的期次与活化状况,提供靶区矿产可靠的定性、定量依据。
五	建立遥感找矿模式	通过建立遥感找矿模式,提高调查区找矿工作的程度,为找矿工作的进一步深入提供理论指导	<ol style="list-style-type: none"> 1. 充分运用地质成矿新理论,融合遥感与多源地学信息,建立工作区遥感综合找矿的理论模式; 2. 条件成熟时,应建立遥感与各类地学信息数据库和矿产预测信息系统。

15.3.2 遥感矿田构造预测方法

内生金属矿床的形成受岩体、围岩和构造的控制,它们在一定程度上就是与同一范围、同一时期的构造-岩浆活动及矿化作用有时空联系的地质块体。不同级别、序列、强度的线性、环形构造及其组合形式分别控制着成矿带、矿田、矿床的形成规模,也充分体现了金属矿产的分布规律与地质构造间的内在联系。通过对不同比例尺的航天、航空遥感资料的处理和解译,并结合其他地学资料的分析,可以深入了解这种内在联系,有效地实现对金属矿床的预测。

20世纪70年代楼性满等^[4]在新疆遥感试验中对某些已知矿田遥感色、线、环影像异常特征进行分析,总结成矿规律时发现托里宝贝金矿区中心有一个环性岩体,外围是菱形构造蚀变带,组成了醒目的“菱环构造”(图15.2)。后来相继发现安徽铜官山与

狮子山矿田、湖南香花岭矿田、贵州梵净山多金属矿田与万山汞矿田、云南红河断裂南侧金矿带、福建紫金山金铜矿田都具有典型的菱环构造特点。实质上菱块构造代表了成矿前的围岩(盖层)构造,菱形的四边是两组密集发育、形成网络的断裂带,构成了极为有利的成矿空间;而环形构造代表了成矿时的侵入岩体状态,大、小环套合、叠加的现象则是成矿母岩体侵入的范围、活动期次和矿化蚀变分带的反映,表明环形构造与提供成矿物质来源的母岩体关系密切。因此遥感菱环构造矿田模式对内生金属矿产的预测有重要的指导意义。



图 15.2 新疆托里宝贝金矿区菱环构造航空影像图

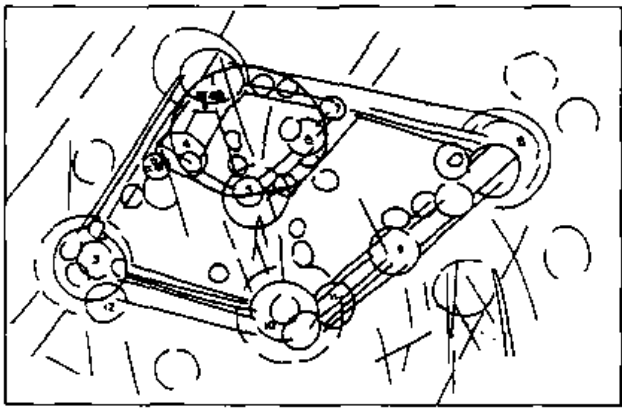




图 15.3 海南省石碌菱型构造矿田解译图^[4]

90 年代卫星图像的遥感解译发现,海南省西部有一个大型菱环矿田构造,面积达 1000km² 多,比著名的福建紫金山矿田、湖南香花岭矿田面积大两倍多。在这个菱环构造上遥感分析圈定了 12 个找矿靶区。其中 1 号靶区南界有已知的石碌铁矿,2 号靶区有已知的二甲金矿,其余均为新预测靶区。这些靶区都处在构造的有利部位,岩浆活动和矿化蚀变都很强烈,特别是深色调的金矿蚀变影像具有明显的一致性和与 2 号靶

区的可对比性,因此找金的希望很大。近年,通过进一步的实地勘查,已在预测的靶区中发现了大型的金矿(图 15.3)。

其实,矿田控矿构造模式远不止菱环构造一种,深入的研究发现,遥感图像通过色调和形态显示出的矿田构造模式是多种多样的。表 15.3 列举了最常见的 10 种矿田构造模式。

表 15.3 内生金属矿田遥感构造模式特征表^[4]

编号	形式	色线环图 形	色线环组合标志	地质背景	矿田实例
一	菱环式		两组斜交断裂构成菱块构造,中心为环形构造,色、形边界清楚	上升菱形断块构造,中心有岩体侵入,围岩蚀变强烈	湖南香花岭矿田
二	方格式		东西、南北两组近于直交断裂构成格状构造,中心为环形构造,色异常明显	上升格状断块,中心有岩体侵入,并有强烈蚀变	云南个旧锡矿田

续表

编号	形式	色线环图 形	色线环组合标志	地质背景	矿田实例
三	三角式		三组断裂相交, 并上升为三角形	三组断裂相交, 中心有岩体侵入, 并有强烈蚀变	新疆阿舍勒矿田
四	中心式		两组断裂交叉处有梅花状环形构造	北东、北西向断裂交叉处有岩体侵入, 蚀变强烈, 黄铁矿化发育	山东牛山顶矿田
五	串珠状		北东向带状断裂、串珠状环形构造	北东向破碎带上有岩体侵入, 呈串珠状分布, 蚀变强烈	安徽寺门口矿田
六	环状		大环浅色、小环深色, 构成大环套小环图形	不同蚀变岩石引起的圆形山包, 深部有隐伏岩体	辽宁三合圩矿田
七	条带式		色调较深、平行分布的条带山脊	含金石英脉平行分布	山东邓各庄矿田
八	挠曲式		变质岩带扭曲, 明显错位, 被北西向线性断裂切断	变质岩带挤压, 破碎强烈, 蚀变明显	山东潘家庄异常区
九	环放式		水系和山脊呈环形或放射状	环形和放射状断裂, 黄铁矿化强烈, 有老采金坑	山东牛山顶矿田
十	帚状式		帚状线性影像	扭曲断裂组成帚状构造	甘肃庆阳金矿田

15.3.3 矿产遥感信息形成机理研究和建模技术

从地质体波谱形成的物理基础和成矿机理着手, 结合多种野外测试方法和数字图像处理技术, 分析矿产遥感图像特征的形成原因, 建立相应的遥感找矿理论模式, 指导矿产预测工作, 无疑将深化遥感技术的基础理论研究, 提高运用遥感方法找矿的科学性、针对性和有效性, 促进遥感地质应用向规范化、模式化和定量化方向发展。下面以油气藏遥感信息机理和探矿方法为例予以说明。

1. 油气藏的烃类物质微渗漏现象

大量的科学研究和找矿实践发现, 深埋于地下的油气藏长期处在高温、强压的地质梯度体内, 普遍存在可以为仪器和化学分析检测到的烃类物质的微渗漏现象。烃类物质在微渗漏过程中发生的物理现象和形成的新物质改变了油气藏上方的地球物理场、地球化学场、生物场和生态环境, 从而影响了自然景观和地表的电磁波谱特征, 使遥感图像出现烃类物质微渗漏的异常影像。识别和提取这些异常影像信息可以为油气藏的预测提供依据 (参见第 7 章中的指示标志分析法)。

2. 遥感信息探测油气的模式

王福印等人 (1993)^[5] 在综合多年积累的调查资料基础上, 主要依据烃类物质微渗

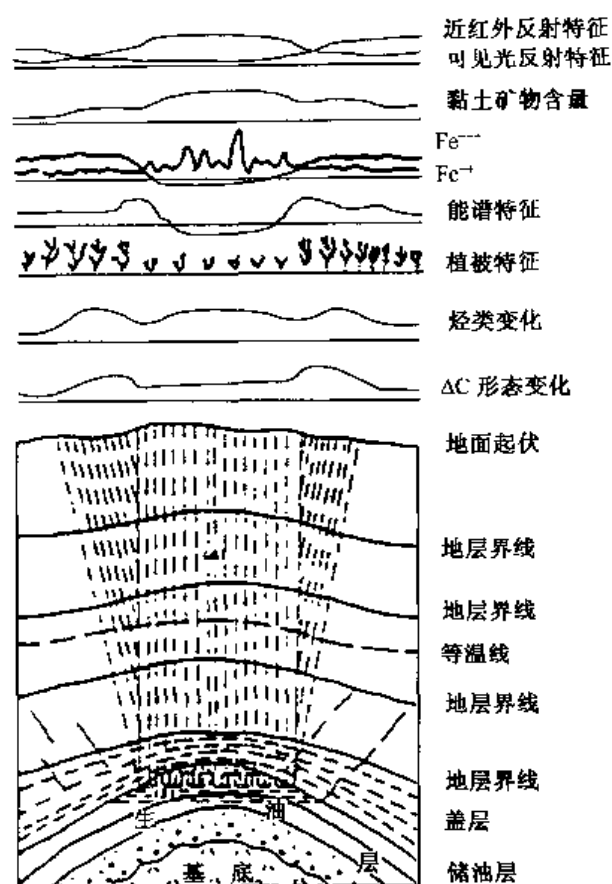


图 15.4 遥感信息探测油气模式^[5]

漏过程中发生的化学作用建立了下述遥感信息探测油气的模式 (图 15.4):

- (1) 油气藏大多储集在地下的正向构造中, 地面显现正地貌;
- (2) 烃类物质微渗漏造成的碳酸盐化蚀变在油气藏上方出现边缘强、中心弱的环形异常带;
- (3) 近地表土壤中吸附烃类含量形成边缘高、中间低的环形异常带, 渗漏顶部有时有高值异常;
- (4) 油气藏上方植被长得矮小枯黄呈毒化状态, 生长期延长, 反射率在可见光波段高于背景区, 在反射红外区则明显低于背景区;
- (5) 油气藏上方出现边缘高值、中心低值或负值的放射性环形异常;
- (6) 烃类物质微渗漏范围内高价铁氧化物转化为低价铁氧化物, 生成不均匀的微粒磁性物质, 一方面形成高频低幅值跳跃式的磁异常, 一方面使地表岩土发生退色蚀变;
- (7) 烃类微渗漏区黏土矿物明显增多, 颗粒变细, 土壤常板结;
- (8) 地面辐射温度油藏上方可高于背景区 $1 \sim 3^{\circ}\text{C}$; 气藏上方则低于背景区 $0.5 \sim 2^{\circ}\text{C}$ 。

3. 遥感探测油气藏隐伏构造

隐伏于地下的油气构造在垂直与水平的内应力作用下使上覆的地层发生形变, 从而

引起地表的地貌、物质组成、颗粒度、土壤湿度、水系及植被等的分布发生变化，最终导致地表的电磁波特性产生变异。这种变异正是运用遥感方法识别油气藏隐伏构造存在的依据。遥感探测油气藏构造的信息模式如下：

- 地面为正地形风化剥蚀区；
- 地面存在特殊的节理、裂隙环、带状裂隙密集区；
- 顶部土壤粒度从中心向边缘由粗变细，湿度则由小变大，有机质含量由低到高；
- 水系多呈辐射状、猪背状。

在石油地质学理论指导下，综合应用这两种寻找油气藏的理论模式，有希望获得良好的找矿效果。

15.3.4 遥感和多源地学数据的综合分析方法

地质体的属性及其内在特点会以各种方式和不同的尺度表露出来，现代科学的发展已经使人们能够用各种手段去感测它们。显然遥感只是利用地质体的电磁辐射特性去识别和区分它们的一种方法，有它的优势，也有它的局限。例如，目前最常用的多光谱遥感技术在地质矿产勘查应用中的明显不足是，在植被覆盖区区分岩性的效果差，难以直接识别矿化蚀变带。实践证明，随着地质找矿工作难度的增加，只有将遥感资料与地质、地球物理、地球化学等多源地学信息紧密结合起来，综合应用，才能真正认识地质体的本质及其相互间的联系，获得满意的找矿应用效果。

这里是一个将遥感数据与能谱数据结合应用于矿产预测的实例。主要的天然放射性元素在各类岩石中的分布具有一定规律。一般来说，岩浆岩的放射性元素含量高于沉积岩；岩浆岩随着岩石酸度的增加，放射性元素含量增加；成分相同的岩石，生成年代越晚，放射性元素含量越高；热液等矿化蚀变会使 K 含量增加。根据这些规律，核工业北京地质研究院在多年铀矿勘查实践中发现^[6]，航空 γ 能谱数据即使在植被覆盖区仍然有很好的区分岩性、识别铀矿化及其蚀变现象的效果。跟普通的多光谱遥感数据合成

假彩色图像的原理一样， γ 能谱测量的铀、钍、钾道及总道也可以合成彩色图像（一般称作铀图）。在铀图上也可以看到一些主要由色调差异构成的线性或环形影像。当然这些影像只是地质体放射性强度大小的反映。对铀图进行各种影像增强处理，提取这些线性或环形影像信息，就得到了一幅铀的 γ 能谱解译图。将它与遥感构造解译图叠合，发现两者有很好的相关性（图 15.5）。进一步的研究表明，凡两图吻合较好的线性和环性体大多为与铀成矿有关的断裂和环形构造。利用这种方法在辽宁连山关地区预测

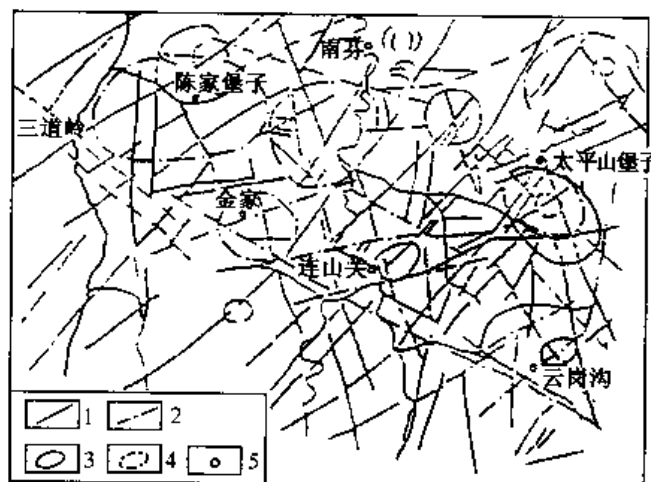


图 15.5 遥感构造解译与 γ 能谱解译的叠合图^[6]

1. 遥感解译线性体；2. 遥感与能谱叠合的线性体；3. 遥感解译环性体；4. 遥感与能谱叠合的环性体；5. 主要村镇。

了4片铀矿远景区,野外验证在其中的3片地区确认了4条有一定规模的成矿断裂带,发现了多期次的成矿热液脉体和强烈的近矿围岩蚀变,见到了次生和原生的铀矿物及较好的铀矿化带。

15.3.5 成像光谱岩矿识别技术

20世纪80年代以来,多种新一代的空间平台和传感器的研制成功为地学调查和研究提供了高分辨率、多频谱、大数据量的遥感信息,进一步拓展了人们的视野和识别地质体的能力。其中成像光谱技术的开发成功是最具意义的进展之一(参见第3章的有关内容)。

采用成像光谱技术对地表观测时,在获得地质体空间信息的同时,对每个像点采集了数十至数百个波段的光谱信息。经过特殊的数据处理可获得该像点的连续光谱,其分辨率一般达到纳米(nm)级。这种图谱合一的特点大大缩小了遥感光谱与实验室光谱之间的差距,使研究人员能像分析地质体实验室测试光谱那样对成像光谱数据进行细致的分析处理,发现地质体固有的微弱特征光谱的存在及其变异,定量地研究地质体的光谱特征跟它的类型、结构、成分之间的内在联系,达到识别地质体属性和量化其物质组分的目的。因此可以说成像光谱技术比任何一种遥感技术更能真切地通过对地质体电磁波反射特性的探测和分析,反映其物理和化学性质的丰富内涵。

大量的光谱测试研究成果表明,地球表面大多数自然存在的物质在 $0.4\sim 2.4\mu\text{m}$ 波段均具有可判断属性的光谱吸收特征,即“特征光谱”,一般带宽 $20\sim 30\text{nm}$;地表有数千种含有 Fe^{2+} 、 Fe^{3+} 、 OH^- 、 CO_3^{2-} 、 SO_4^{2-} 和烃类等分子团或金属离子的矿物,它们在 $2.0\sim 2.4\mu\text{m}$ 范围都有特征的光谱吸收谷,如黏土矿物在 2.087 和 $2.000\mu\text{m}$ (带宽 $0.1\mu\text{m}$),碳酸盐矿物在 2.205 、 2.370 、 $2.450\mu\text{m}$ (带宽约 $0.1\mu\text{m}$),铁帽在 $2.250\mu\text{m}$ (带宽为 $0.5\mu\text{m}$),烃类在 2.275 、 2.300 、 $2.330\mu\text{m}$ (带宽 $0.05\sim 0.1\mu\text{m}$)等等。在实际的地质矿产应用中,只要能检测出这些特征光谱,就有可能识别这些物质,发现与矿化有关的蚀变矿物。

针对成像光谱数据高维、大数据量的特点,并围绕利用遥感技术定量分析方法识别地物为主要目标,近年成像光谱数据的处理分析方法研究重点集中在以下几个方面:

1. 地质体成像光谱数据的预处理技术

预处理的主要目的是消除成像光谱数据获取时的各种初始畸变,包括辐射畸变校正和几何畸变校正。

辐射畸变校正就是为了消除数据传输过程中大气效应、地质体非朗伯反射特性、数据采集方式以及传感器系统特性等因素所造成的边缘辐射畸变和干扰噪声。小波变换和反变换是目前边缘辐射畸变校正最普遍采用的方法。

几何畸变校正就是为了消除机载成像光谱仪视场角较大、飞行高度低、飞行姿态不稳定及测区地形条件等因素引起的几何畸变。传统的做法是采用实测控制点和最小二乘法拟合求取多项式系数的转换方法,经插值求得校正图像。近年随着现代惯性导航系统与GPS技术的发展,从空中实现像元点定位已成为可能,并开发了相应的机载扫描图像

几何畸变的共线方程校正模型,取得了较好效果。

2. 地质体光谱的重建方法

地质体光谱的重建是指利用成像光谱遥感数据以像元或像元组为单位,建立像元或像元组所对应地质体的光谱曲线,用以与实验室标准光谱曲线匹配、对比,为识别地质体提供依据。目前,光谱重建的方法多达十几种,如平滑域纠正法(flat-field correction)、剩余对数纠正法(log-residual correction)、经验线性回归法、绝对反射率生成法等。其中经验线性回归法由于主要依据数据本身特征的分析,对环境参数测量和实地调查的要求较低,应用最为普遍,总体效果也较为理想。

3. 地质体成像光谱特征的量化分析和识别建模技术

成像光谱数据量化分析的目的是从中发掘客观、有效地反映地质体光谱特征的指数和参量。目前最常用的方法大致有两类:一类是基于地质体“特征光谱”的分析方法,提取成像光谱曲线上特定光谱吸收谷的深度、宽度、偏倚度及吸收外壳坡度等指数。另一类则基于地质体光谱的总体波形特征分析法,如通过傅里叶变换法、切比雪夫函数波形分析法等,提取地质体光谱曲线的波形特征参数。

根据成像光谱数据辐射分辨率高、光谱段多的特点,在研究成像光谱特征参量量化和提取方法的基础上,建立对工作区实用而有效的数据分析方法和模型,是挖掘成像光谱技术巨大应用潜力的需要,也是成像光谱技术应用的重要步骤。试验表明,尽管许多模型在地质体识别应用中产生了较好的效果,但由于地质矿产问题普遍具有隐蔽性、不确定性和多解性,各种模型所适用的特征空间和应用方法都带有一定的限制和假设条件,因此这方面的研究仍然是当前成像光谱技术应用研究的重要内容。

近年我国采用成像光谱技术在矿产勘查中取得了显著效果。中科院遥感所在新疆西准噶尔地区通过对短波红外成像光谱图像的详细分析,在接近 $2.30\mu\text{m}$ 强吸收段识别出了该区主要含金蚀变的绿泥石化特征。采用对比类推的方法在该区博格特和博孜阿特地区发现了两条规模较大的强烈绿泥石化蚀变带。其中一条东西延伸长达 10 余公里。经过地表工程验证,初步认定两条蚀变带中的金矿具有工业价值。

§ 15.4 遥感地质灾害调查方法和实例

地质灾害是指由地球内外动力作用造成或由人为因素引发的各种地表环境受到破坏,使经济建设和人民生命财产遭受损失的地质现象。最常见的地质灾害包括:

- 地壳变动类:火山爆发、地震;
- 岩土位移类:崩塌、滑坡、泥石流;
- 地面变形类:地面沉降、地裂缝、岩溶塌陷、煤田采空塌陷;
- 其他:地下煤层自燃、冻胀、冻裂、冻融等。

其中地震、崩塌、滑坡、泥石流是发生最频繁、造成损失最直接的几种严重地质灾害。

15.4.1 滑坡、泥石流的遥感调查技术

滑坡、泥石流主要发生在地形条件复杂、交通不便的山区,大多具突发性,历时短暂,来势凶猛,有强大的破坏力,灾后的实地调查难度很大。遥感技术的发展则为灾情调查提供了方便。

1. 滑坡、泥石流调查的主要方法

1) 直接解译方法

滑坡是指斜坡上大量土体、岩体或其他碎屑堆积物沿一个或数个滑动面整体下滑的现象,是多种因素孕育最终由重力作用造成的地质灾害。泥石流是沟谷中的松散固体堆积物质在一定条件下和水形成混合体沿沟谷或坡面流动的现象,是以流水和重力作用为主的地质灾害。滑坡、泥石流一旦发生便可形成一系列特殊的地貌特征,遥感图像以其形态、色调、纹理结构等影像特征宏观、真实地显示了这些地貌特征。解译人员可以运用多种图像处理方法,增强和提取这些影像信息,利用相关的专业知识和实践经验,直接地识别灾害体的特征。

2) 动态对比方法

滑坡、泥石流虽然都有突发性,但它们的发生均与物质状况、动力环境和触发诱因等多方面条件有关,大多有一个难以为人们感官觉察的缓慢发展过程。运用不同时相遥感资料的对比解译能够识别这种变化的信息,从中发现滑坡、泥石流灾害的现状和活动规律。例如,长江三峡秭归县的新滩镇原位于江北岸一个曾多次活动的古滑坡体上,1985年6月12日滑坡发生,新滩镇被全部摧毁。由于该地段地势险峻,交通不便,实地调查困难,运用彩红外航空遥感等方法,通过对1984年和1985年两期遥感图像的对比解译,结合少量地面调查,确定了滑坡发生前的遥感影像征兆,成功地作出临滑预报。并很快查清了灾情,对滑坡体内部结构、滑坡岩性分区作了详细划分,测量了不同地段位移矢量数据,预测了运动方向和发展趋势,为滑坡形成机制的研究和确定整治措施提供了重要依据。

实践表明,一些过去发生的、当时没有引起足够重视或未及时进行调查的滑坡和泥石流,由于山体、沟谷长期遭受风化剥蚀、植被覆盖和人类活动的影响,已经改变了原来的面貌而不易辨认;或者再次发生滑坡、泥石流,新的灾害体将旧灾害体全部或部分摧毁和掩埋。这种情况下,在新的遥感图像上将难以找到灾害体当初鲜明的地貌特征。只有充分利用以往各个时期的遥感图像,才能了解调查区地质灾害的历史和演变过程。北京市地质研究所利用20世纪50年代以来摄制的多期航空图像,结合实地调查资料,对北京山区近50年中发生的较大规模的灾害性泥石流进行了系统分析,解译出泥石流沟584条(其中包括几乎无人知晓的1959年形成的近50条泥石流沟);确定这期间共发生过10期灾害性泥石流;基本查清了泥石流发生的时空分布规律、活动频率、重现特点、强度和危害状况。

3) 遥感图像资料的合理选用

由于滑坡和泥石流的覆盖范围相对较小,而且主要依靠灾害体在遥感图像上反映的形态特征来识别,因此需要遥感资料有较高的空间分辨率,并在可见光和近红外波段有较高的光谱分辨率。目前,地质灾害的遥感调查通常采用航天遥感与航空遥感相结合的方法。航天遥感资料主要用于地质灾害的区域性宏观快速解译,了解地质灾害与区域地质背景等因素的关系,分析灾害展布的空间特征,探讨灾害发生的总体趋势。航空遥感资料则用于分析具体灾害体的形态、规模和运动方式等微观特征,有时还要进行灾害体某些要素的量算。因此,根据任务要求,合理选择遥感资料和工作方法是多快好省地实现调查目标的重要环节。

4) 遥感信息的综合分析方法

滑坡、泥石流等地质灾害是多种地球外营力和人类活动共同作用的结果。这些作用的过程和后果大多能在不同片种、不同波段、不同分辨率水平的遥感图像上以直接或间接的影像标志真实地反映出来。因此,对滑坡、泥石流等灾害的遥感调查实质上就是对这些影像标志的识别和综合分析过程。

2. 滑坡、泥石流的遥感解译内容

1) 定性识别滑坡、泥石流

依据滑坡、泥石流发生的最基本的地质、地貌环境和触发条件等原理,从灾害体特殊的总体形态、色调特征识别着手,定性地确定滑坡、泥石流的存在。

2) 微地貌结构解译

滑坡、泥石流灾害体有一系列微地貌特征,例如滑坡灾害的滑坡体、滑坡壁、滑坡洼地、滑坡阶地、滑坡鼓丘以及伴随滑坡产生的各种裂隙等;泥石流灾害的侵蚀物源区、流通区、扇状或锥状堆积区等。进行微地貌解译的目的是为进一步确定灾害的类型、规模、范围、性质、活动特点提供依据。由于微地貌的尺寸大多较小,解译需要采用具有较高空间分辨率的遥感图像。目视解译时应充分采用像对的立体观察方法。

3) 灾害体要素量算

滑坡、泥石流灾害遥感调查时常常需要对某些灾害体要素,如滑坡体的滑动距离、体积,泥石流堆积体的面积和体积等进行量测,以了解灾害的规模、灾情和活动特点。精确的定量计算需要在经过几何校正的航空图像上借助立体量测工具进行,或采用计算机数字测图方法。

王治华^[7]在对国内外 30 多个大型滑坡实测剖面的分析后提出一种利用遥感图像量算滑坡体体积的简易方法。依据滑坡体表面和滑动面的特征,忽略局部细节,可将滑坡体表面分为 A、B 两类,将滑动面分为 C、D 两类。其中,

A 型:滑坡体表面总体上呈缓坡; B 型:滑坡体表面的中后部较缓,前部较陡;

C 型：滑动面后陡前缓； D 型：滑动面呈斜坡形。

A、B 类滑坡体表面和 C、D 类滑动面可组合成四种类型的滑坡体，它们基本上概括了自然界主要的滑坡体类型。其中，

BC 型：滑坡体呈似平行四面体；

AC 型：滑坡体呈顶边在下的三面体；

BD 型：滑坡体呈顶边在上的三面体；

多级型：滑坡体由多个 BD、AC、BC 型滑坡体混合组成。

进行滑坡体体积量算时，首先利用遥感图像和地形图，计算出滑坡体的表面积及其在后缘（或前缘）上的投影面积；然后绘出滑坡体的纵剖面图，确定滑坡体所属类型，按三角函数原理算出滑坡体的平均厚度；滑坡体在后缘（或前缘）上的投影面积与平均厚度的乘积就是滑坡体的体积。

4) 灾害特点分析与形成机理探讨

由于所处地貌、地质环境的不同，滑坡、泥石流灾害的特点常常会因地而异。这就需要在对灾害体作细致的定性、定量遥感解译的基础上，对该地区相关的地质资料，包括灾害发生的历史资料作系统的分析研究，结合必要的实地调查，在地质理论的指导下，了解灾害体的具体特点和环境条件，进而探讨灾害孕育、发展和触发的机理，进行灾害趋势的预测预警。

5) 灾情调查和损失评估

遥感方法是滑坡、泥石流等地质灾害发生后灾情调查和损失评估最快速而有效的方法。选择好灾害发生前后的具有足够空间分辨率的遥感图像是进行灾情评估的基础。参与对比的不同时相图像的时间间隔越短越好。在轨运行的卫星越来越多，空间分辨率不断提高，为灾情的遥感评估提供了方便条件。

3. 滑坡、泥石流灾害的遥感调查实例

2000 年 4 月 9 日，西藏雅鲁藏布江支流易贡河通麦以西河段的北岸突发大规模滑坡。下滑的高约 100m 的岩土堆积体堵塞了易贡湖的出口。当时正值春末夏初，天气逐渐变暖，湖周的雪融水不断注入湖中，湖水以较快的速度持续上涨，大有冲决滑坡堆积坝体，形成洪涝灾害危及下游的态势。在这种紧急情况下，国土资源部航空物探遥感中心通过卫星遥感监测，为抢险救灾决策依据。

1) 易贡滑坡的遥感监测结果

滑坡发生前的 TM 图像显示，位于深切河谷的易贡湖盆地总面积约 26km^2 ，并未充满湖水，谷底的割床呈网状分布，集水面积不足 10km^2 。湖盆周围有多处冰川、古滑坡和泥石流堆积扇分布。

4 月 13 日，即滑坡发生后第 4 天的 CBERS-1 图像显示，在湖盆北侧的泥石流沟上出现了浅色调的呈流体形态的滑坡体，出露面积约 12.9km^2 ，其前端明显堵塞了易贡湖的出口。由于湖水只进不出，水位不断抬升，4 天内湖盆的集水面积增至约 20km^2 。5

月4日的SPOT卫星图像显示易贡滑坡体的边界清晰,与4月13日的CBERS-1图像相比,整体变化不大。易贡盆地已完全为湖水充满,集水面积猛增至 33km^2 。5月9日,即滑坡发生后第30天的CBERS-1图像显示,滑坡体形状基本未变,但北端有滑坡仍在活动的迹象。易贡湖水面已达 37.3km^2 。滑坡坝体下方的易贡河水呈浅色调,表明坝体已有冲蚀渗水现象。根据这种情况,预测滑坡坝体有溃决并危及下游的可能。5月20日的ETM图像显示,易贡湖水继续急剧上涨,湖面已没至坝体顶部,湖水面积达到 43.6km^2 ,坝体已岌岌可危。尽管易贡滑坡抢险救灾指挥部组织武警官兵在坝体上开挖泄洪渠,但滑坡坝体仍于6月10日全面溃决。6月16日的SPOT图像显示,大致相当于原易贡河河床位置的坝体被冲开。迅速下降的湖水面积骤降至约 20.3km^2 。易贡河下游及雅鲁藏布江大拐弯段有明显的高含泥沙的洪水泛滥现象。9月20日的IKONOS图像显示,滑坡坝体溃决3个多月后易贡河及雅鲁藏布江大拐弯段两岸的洪水已退至原河道,流水基本恢复正常。

2) 滑坡成因遥感分析和灾情评估

易贡大滑坡是青藏高原地貌演变过程中一次重力侵蚀活动,其性质为高速滑坡碎屑流,由扎木龙沟沟头雪崩触发大规模崩滑,并引发了部分危岩区的滑坡和崩塌。滑坡体形成约 3km 宽的坝体,堵塞了易贡湖的出口。从滑坡发生到滑坡坝体溃决的两个月期间,易贡湖水面约上升了 100m ,集水面积扩大了约 43km^2 ,推算洪水总量约达 35.2 亿 m^3 。

这次滑坡造成的灾害是巨大的。通过遥感图像解译,并结合地形图的量算,滑坡体毁坏了原堆积扇上约 4km^2 内的一切地物。易贡湖水上涨淹没了 2300m 高程以下约 32.4km^2 范围内的全部农田、村庄和道路。滑坡坝体溃决后猛烈的洪水毫不留情地冲毁了易贡湖下游所经之处所有的大桥、林木和道路,影响距离长达 130km ,并触发了数十处斜坡表层(或浅层)滑坡与坡面泥石流。由于当地特殊的地貌和生态特征,溃坝一个多月后,易贡河和雅鲁藏布江的河道才接近恢复正常。

15.4.2 地下煤层自燃遥感调查

干旱、半干旱地区处于高压下的地下煤层或煤矿开采中残留的末煤、采空区保安煤柱等在有充分供氧通道(例如采掘巷道、断裂等)的情况下,经常因氧化聚热,当热量不能及时释放时会发生自燃。地下煤层自燃是一种危害极大的地质灾害,它不仅直接烧失大量煤炭,破坏煤炭资源,而且不断排放有害气体,污染大气,火过之处,土地荒芜,寸草不长,水资源和生态环境遭受严重恶化。目前,地下煤层自燃是煤田开发中的一个世界性难题,各主要采煤国家均受其困扰,尚未找到理想的控制和解决办法。我国是世界上煤田火灾最严重的国家之一。20世纪80年代以来,原地矿部、煤炭总公司等部门采用遥感和实地调查相结合的方法所进行的大量调查表明,我国的煤田火区全部集中在“三北”地区,每年直接烧失煤炭 1360 万吨,破坏煤炭资源达 2 亿吨,火区环境严重恶化。

1. 地下煤层自燃遥感探测方法的理论依据

康高峰等^[8]研究认为,煤层自燃的整个过程中,火区的地质结构、地球物理场和

地球化学场都会发生显著变化,其中尤以地球物理场的变化最为明显。从图 15.6 中可以看出:

(1) 煤层着火前氧化增温,处于燃烧临界值的区段,地面辐射温度一般高于背景温度 $5\sim 20^{\circ}\text{C}$ 。可见光、近红外和热红外波段地面的电磁波反射或辐射特性曲线有显著的反映。

(2) 煤层燃烧时地下热量以明火、沿裂隙对流和通过岩士传导三种方式逸出,并形成不同的辐射温度,热红外辐射曲线将以不同的幅度反映这种温度差异,其峰值位置与燃烧煤层位置相对应。在 $3\sim 5\mu\text{m}$ 短波红外波段辐射曲线的峰值与明火区对应。

(3) 煤层燃烧完毕形成烧变岩,在一段时期内仍保持与背景场有一定的温度差。这种温度差随烧变岩与燃烧中心距离的增大有递减的趋势,并随时间的推移逐步减弱,以致最后消失,热红外辐射曲线清晰地反映了这一特点;但是在可见光波段,其反射率比正常煤层平均低 10%。

(4) 烧变岩的微波反射曲线和电磁特性曲线出现明显的波动。

综上所述,利用热红外遥感信息可以很好地探测地下煤层自燃的状况,利用可见光和近红外波段的信息则可以探测烧变岩的分布范围。

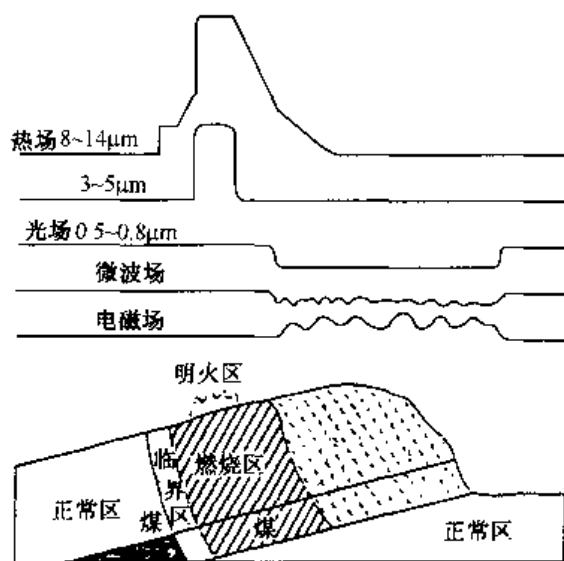


图 15.6 煤层自燃与其电磁波谱特性相关图^[8]

2. 热红外遥感技术在地下煤层自燃探测中的应用

从 20 世纪 80 年代初开始,原地矿部、煤炭总公司等部门就采用机载和星载热红外遥感技术在宁夏、山西、新疆、内蒙古、辽宁等省区的一些著名煤田开展地下煤层火灾的探测。1993 年起,国家科委和欧共体科技发展部合作开展了“中国北方煤田自燃环境监测”的研究。中、荷、英、德四国的 50 多位专家经过 3 年的努力,共发现我国北方有 56 个煤田自燃火区,建立了“1:500 万中国‘三北’地区煤层自燃环境监测信息系统”,形成了一套应用热红外遥感技术探测地下煤层火灾的技术方法和工作程序,查清了各火区的位置、范围和规模,开发了相应的地质和数学模型,提出了煤田火区环境监测和火灾防治的建议,对“三北”地区煤炭资源的保护、国民经济的可持续发展和生态环境的改善具有重要意义。

参 考 文 献

- [1] 于学政等,1995,遥感技术在内蒙古苏尼特左旗等八幅 1:5 万区域地质调查中应用的研究报告(内部)。
- [2] 陈述彭、赵英时,1990,遥感地学分析,测绘出版社。
- [3] 黄相宁等,1986,华北及其邻近地区北北西向断裂带初探,科学通报, V9
- [4] 楼性满等,1994,遥感找矿预测方法,地质出版社。
- [5] 王福印等,1993,油气金属矿产地质遥感信息形成机理研究报告(内部)。

- [6] 刘德长等, 1995, 航天遥感信息应用途径的新进展——光-能谱集成技术在铀资源勘查中的应用, 第九届全国遥感技术学术交流会论文集, 成都.
- [7] Wang Zhihua, 1996, Method of estimating volume of the landslides in the regional landslide remote sensing investigation, Proceeding of the 30th International Geological Congress
- [8] 康高峰等, 1999, 遥感技术在煤炭工业环境灾害调查中的应用研究, '99 海峡两岸空间资讯与防灾科技研讨会论文集, 成都.
- [9] A.B. 裴伟等编, 1997, 航天遥感信息在地质中的应用, 赵振远等译, 石油工业出版社.
- [10] [美] Elachi C., 王松奉等译, 1995, 遥感的物理学和技术概论, 气象出版社.
- [11] 童庆禧等, 1990, 中国典型地物波谱及特征分析, 科学出版社.
- [12] 邝生爱, 1999, 中国遥感地质学五十年, 载: 中国地质科学五十年, 中国地质大学出版社.
- [13] 刘 刚, 1997, 遥感技术与 1:5 万区域地质调查, 《中国地方遥感应用进展》, 宇航出版社.
- [14] 童庆禧等, 1997, 成像光谱技术与应用, 卫星遥感与政府决策, 第二十九章, 宇航出版社.
- [15] 韦京莲等, 1999 遥感技术在泥石流灾害勘查中的应用, '99 海峡两岸空间资讯与防灾科技研讨会论文集, 成都.
- [16] 王润生等, 1999, 成像光谱方法技术开发应用研究报告(内部).
- [17] Floyd. F. Sabins, JR, 1986, Remote sensing principles and interpretation, second edition, W. H. Freeman and Company, New York.

(P-1363-0101)

责任编辑: 朱海燕 姚岁寒

封面设计: 槐寿明

责任印制: 刘秀平



遥感应用分析原理与方法

ISBN 7-03-011128-1



9 787030 111289 >

ISBN 7-03-011128-1

定 价: 56.00 元